

TDEM aplicado à caraterização da zona entre Vila Pouca de Aguiar e Raiz do Monte (Jales)

Joana Faria Miranda

Mestrado em Geologia

Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

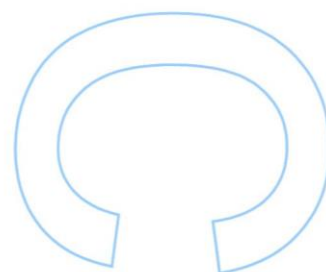
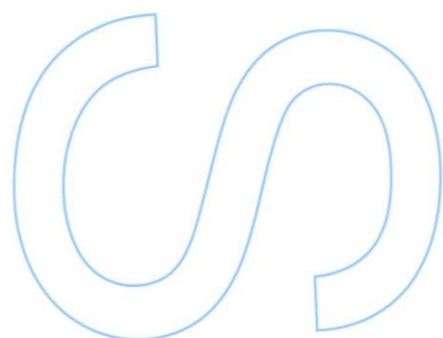
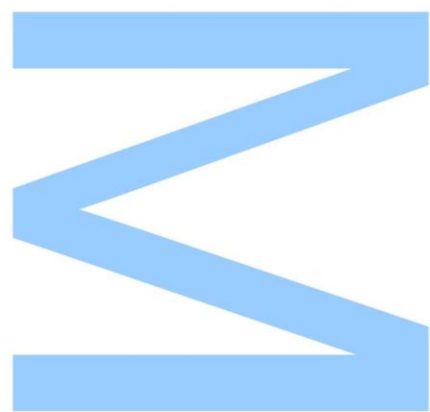
2016

Orientador

Rui Miguel Marques Moura, Professor Auxiliar, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

Helena Maria Sant'Ovaia Mendes da Silva, Professor Associado, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

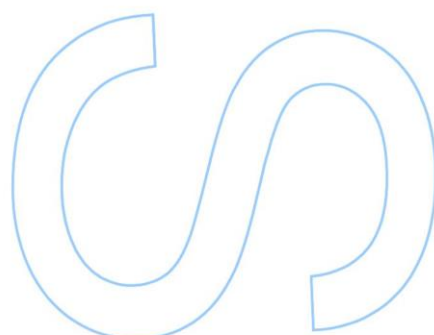
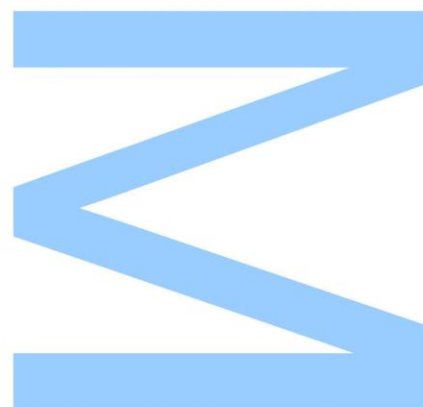




Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



AGRADECIMENTOS

A realização desta dissertação contou com importantes apoios e incentivos sem os quais não se teria tornado uma realidade e aos quais estarei eternamente grata.

Em primeiro lugar, ao professor e orientador Rui Moura, por me ter transmitido grande parte do meu conhecimento na área da geofísica.

Aos professores que me acompanharam ao longo do meu percurso académico, desde a professora Natália Ferreira, que despertou em mim o interesse pela geologia, aos professores que cruzaram o meu caminho na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

Ao Instituto Geofísico da Universidade do Porto (IGUP), que disponibilizou o método *Time Domain Eletromagnetic* permitindo assim a realização deste trabalho.

À Cláudia Cruz, por me ter incentivado a escolher este curso, tornando-se, mais do que “a professora estagiária”, uma amiga.

Aos meus colegas e amigos, que me acompanharam durante a caminhada académica, sei que os levarei sempre no meu coração. Um obrigado especial ao Ricardo Silva pela companhia e ajuda nos trabalhos de campo.

Ao Flávio, por permanecer sempre ao meu lado, incentivando-me a fazer mais e melhor.

Por último, o meu maior agradecimento, aos meus pais, pela oportunidade de construir um futuro melhor, pelo amor incondicional, por me ensinarem a voar mais alto e a seguir os meus sonhos.

RESUMO

A presente dissertação tem como objetivo a descrição da aplicação do método *Time Domain Eletromagnetic* (TDEM) na caracterização da zona oriental de Vila Pouca de Aguiar, localizada no Distrito de Vila Real, da Região Norte de Portugal.

Esta área integra a Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), estando localizada no limite desta com a Zona Centro Ibérica (ZCI). A região é controlada estruturalmente pela Falha Penacova-Régua-Verin (FPRV). O tipo de rocha presente é um granito biotítico com plagioclase cálcica de grão médio a grosseiro, que forma o plutão de Vila Pouca de Aguiar.

O método utilizado durante a componente prática deste trabalho faz parte da vasta gama de métodos usados na prospeção geofísica, mais propriamente dos métodos eletromagnéticos. Este tipo de métodos baseia-se no princípio da indução eletromagnética e faz uso da resposta do solo à propagação de campos eletromagnéticos.

O método TDEM fornece informação da condutividade do subsolo, através da indução de um campo eletromagnético no solo que por sua vez interage com corpos condutores presentes em profundidade criando um campo secundário que será posteriormente analisado permitindo a localização do corpo e a determinação das suas propriedades físicas.

Para a caracterização da zona entre Vila Pouca de Aguiar e Raiz do Monte (Jales), foram realizados dois perfis, um ao longo do vale (perfil, sensivelmente, NE-SW) e outro na parte oriental do mesmo (perfil W-E). Foram então realizadas nove sondagens, das quais cinco foram obtidas ao longo do vale, e as restantes quatro foram obtidas na parte oriental do vale. Para a aquisição dos dados foi utilizado o sistema AIE-2 e para a criação dos perfis foi utilizado o software ZONDTEM 1D.

Através da análise dos dois perfis foi possível identificar quatro camadas distintas em relação à variação da resistividade elétrica. Uma camada mais superficial de pequena espessura na qual se observam valores de resistividade altos, talvez resultante da presença de material alterado, seguida de uma camada também pouco espessa apresentando valores de resistividade elétrica mais baixos, provavelmente pela presença de nível freático. A seguir a estas duas camadas segue-se uma de maior espessura cujos valores de resistividade são mais altos, e por fim, a partir dos \approx

160 metros de profundidade é verificada uma descida nos valores de resistividade elétrica.

Palavras-chave

Geologia

Prospecção geofísica

Levantamentos geofísicos

Campos eletromagnéticos

Resistividade elétrica

Granito

Falha Penacova-Régua-Verin

ABSTRACT

The present dissertation aims to describe the application of the Time Domain Electromagnetic Method (TDEM) in the characterization of the eastern part of Vila Pouca de Aguiar, in the District of Vila Real, in the northern region of Portugal.

This area integrates the Galiza Trás-os-Montes Zone (ZGTM), being located on its edge with the Centro Ibérica Zone (ZCI). The region is structurally controlled by the Fault Penacova-Régua-Verin (FPRV). The type of rock present is a biotitic granite with calcic plagioclase, which forms the Vila Pouca de Aguiar pluton.

The method used during the practical component of this work is part of a wide range of methods used in geophysical prospection, more specifically the electromagnetic methods. These methods are based on the principle of electromagnetic induction and makes use of the response of the soil to the propagation of electromagnetic fields.

The TDEM method provides information of the subsurface conductivity, by inducing an electromagnetic field in the soil which in its turn interacts with conductive bodies in depth creating a secondary field that will later be reviewed allowing the location of the body and the determination of its physical properties

For the characterization of the area between Vila Pouca de Aguiar and Raiz do Monte (Jales), two profiles were carried out, one along the valley (NE-SW profile) and another in its eastern part (profile W-E). Nine surveys were conducted, five of which were obtained along the valley, and the remaining four were obtained in the eastern part of the valley. For the obtainment of the data the AIE-2 system was used and for the creation of profiles the software ZONDTEM 1D was used.

By analyzing the two profiles, it was possible to identify four distinct layer in relation to the variation of electrical resistivity. A more superficial layer of small thickness, in which high resistivity values are observed, perhaps resulting from the presence of altered material, followed by a layer of small thickness also, presenting values of lower electrical resistivity, probably due to the presence of a water level. After these two layers, a layer of greater thickness follows, whose values of resistivity are higher, and finally from ≈ 160 meters a descent on the values of electrical resistivity is verified.

Key-words

Geology

Geophysical exploration

Geophysical survey

Eletr magnetic fields

Eletrical resistivity

Granite

Penacova-Régua-Verin Fault

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
Palavras-chave	vii
ABSTRACT.....	viii
Key-words	ix
ÍNDICE	x
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
LISTA TABELAS	xvi
INTRODUÇÃO.....	xvii
CAPÍTULO 1-ENQUADRAMENTO	19
1.1 - Enquadramento Geológico.....	21
1.2 - Enquadramento Geográfico	26
CAPÍTULO 2-PROSPEÇÃO GEOFÍSICA	27
2.1 – Introdução	29
2.2 - Métodos Geofísicos.....	31
2.2.1 - Métodos Sísmicos	31
2.2.2 - Métodos Gravimétricos.....	32
2.2.3 - Métodos Magnéticos.....	33
2.2.4 - Métodos Elétricos	34
2.2.5 - Métodos Radiométricos	35
2.2.6 - Métodos Eletromagnéticos	36
2.3 - Levantamentos Geofísicos.....	37
2.3.1 – Introdução	37
2.3.2 - Objetivos do levantamento	39
2.3.2.1 - Mapeamento geológico.....	39
2.3.2.2 - Detecção de anomalias	40
2.3.3 - Aquisição de dados	41
2.3.3.1 - Realização das medições	41

2.3.3.2 - A estratégia do levantamento	42
2.3.4 - Processamento de dados	43
2.3.4.1 – Conversão e redução de dados	43
2.3.4.2 - Otimização dos dados	44
2.3.5 - Visualização/ <i>Display</i> dos dados	48
2.3.6 - Interpretação dos dados	49
2.3.6.1 - Ambiguidade	50
CAPÍTULO 3-TIME DOMAIN ELETROMAGNETIC METHOD (TDEM)	51
3.1 – Introdução	53
3.2 - Criação do campo magnético primário	55
3.3 - <i>Eddy currents</i>	56
3.4 - Medições <i>on-time</i> e <i>off-time</i>	58
3.5 - Profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos	60
3.6 - Resistividade aparente no TDEM	61
3.7 - Fatores que afetam os dados de TDEM	62
3.7.1 - Efeito Superparamagnético e Efeito de Polarização Induzida	62
3.7.2 – Ruído.....	64
3.7.2.1 - Ruído ambiental ou aleatório	65
3.7.2.2 - Ruído metodológico ou coerente.....	66
3.7.3 - Efeitos de anisotropia	67
3.7.4 - Efeitos antrópicos e topográficos	67
3.8 - Geometria do sistema: configuração do <i>loop</i> transmissor	68
3.8.1 - Modo “ <i>moving-loop</i> ”	68
3.8.2 - Modo “ <i>fixed-loop</i> ”	70
CAPÍTULO 4-APLICABILIDADE DO TDEM	71
4.1 - Levantamentos eletromagnéticos em meio aéreo (<i>Airborne</i>) – <i>AEM</i>	73
4.1.1 - Aquisição de dados <i>AEM</i>	74
4.1.1.1 - Sistemas de separação fixa	74
4.1.1.2 - Sistemas de quadratura	76

4.1.2 - Visualização e interpretação de dados AEM	77
4.2 - Levantamentos eletromagnéticos em furo de sondagem (<i>Downhole</i>) – <i>DHEM78</i>	
4.2.1 - Aquisição de dados <i>DHEM</i>	80
4.2.1.1 - Medições de componente axial	82
4.2.1.1 - Medições de três componentes	82
4.2.2 - Visualização e interpretação de dados <i>DHEM</i>	83
CAPÍTULO 5-TRABALHO DE CAMPO: AQUISIÇÃO DE DADOS, TRATAMENTO E RESULTADOS	85
5.1 - Materiais	87
5.2 – Aquisição de dados de campo	91
5.2.2 - Localização das sondagens.....	93
5.3 - Tratamento de dados de campo	95
5.4 – Resultados	99
5.5 – Interpretação dos perfis	106
5.5.1 - Perfil do vale.....	106
5.5.2 - Perfil W-E	107
CAPÍTULO 6-CONSIDERAÇÕES FINAIS	109
REFERÊNCIAS	112
Manuais de utilizador	113
ANEXOS	115
ANEXO I	117
ANEXO II	118

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização e enquadramento da carta 6D – Vila Pouca de Aguiar, nas unidades geotectónicas do NW peninsular (Sant’Ovaia et al., 2011).....	22
Figura 2 – Perfis projetados: em cima, o lado oriental da ZFPRV; e em baixo, o lado ocidental da ZFPRV (Sant’Ovaia et al., 2011).....	22
Figura 3 – Esquema ilustrativo da Orogenia Varisca e suas fases de deformação (D_1 , D_2 e D_3) na Península Ibérica (Dias, R. & Ribeiro, A., 1995).	23
Figura 4 - Imagem ilustrativa do método sísmico. (a) três chegadas de ondas sísmicas através do tempo e (b) ilustração esquemática de três formas de levantamentos sísmicos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).	31
Figura 5 – Ilustração esquemática das variações na força do campo gravítico terrestre e campos magnéticos devido a variações de densidade e magnetismo na crosta (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	32
Figura 6 – Ilustração esquemática do método radiométrico, que mede a radioatividade natural de K, U e Th (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	35
Figura 7 - Ilustração esquemática do método eletromagnético mostrando os campos magnéticos primário, secundário e <i>eddy currents</i> na presença de um corpo condutor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	36
Figura 8 – Exemplo de uma anomalia gravítica devido à presença de um corpo com densidade superior à densidade da rocha encaixante (Reynolds, J.M., 1998).	40
Figura 9 – <i>Stacking</i> de sinais eletromagnéticos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	45
Figura 10 – Ilustração esquemática da (a) atuação de um filtro e (b) do seu inverso, transformando o input em output (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	47
Figura 11 – Perfil de dados eletromagnéticos de um depósito de Zn-Pb-Cu-Ag na Austrália. As várias curvas representam as medições da resposta eletromagnética através do tempo depois do turn-off do transmissor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). 48	
Figura 12 – Orientação das <i>eddy currents</i> em condutores homogêneos. O sistema de correntes é orientado no plano de condutores planares (a), e perpendicular à direção do campo primário em condutores esféricos (b) Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	56
Figura 13 – Distribuição temporal das <i>eddy currents</i> em (a) corpos condutores esféricos e (b) planares (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).	57
Figura 14 – Ilustração esquemática das (a) medições <i>on-time</i> e <i>off-time</i> e da (b) canais para medição do decaimento do campo eletromagnético secundário (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).	59

Figura 15 – Comportamento da resposta em função do tempo	61
Figura 16 – Amplitudes negativas nos dados TDEM indicativas da atuação de efeitos IP (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).	63
Figura 17 - Configurações do loop transmissor (Tx) e do recetor (Rx). No modo “moving loop”: (a) configuração “in-loop” e (b) configuração “separated-loop”; e (c) no modo “fixed-loop” (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)	69
Figura 18 – Levantamento aéreo ativo de separação fixa utilizando dois aviões que transportam o transmissor e o recetor (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)	74
Figura 19 – Campo eletromagnético (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)	75
Figura 20 – Relação entre a fase e a amplitude de um campo eletromagnético secundário e o produto da condutividade e frequência, mostrando que uma dada mudança de fase pode resultar de um mau condutor (a) ou de um bom condutor (b) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)	76
Figura 21 – Sistema típico de levantamentos TD-DHEM, usando um loop transmissor (Tx), localizado à superfície, e um recetor (Rx), colocado no furo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)	79
Figura 22 – Disposição do(s) loop(s) transmissor(es) nos levantamentos DHEM. (a) vários loops para um único furo; (b) e (c) um único loop para vários furos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)	81
Figura 23 - Transmissor TEM-200; constituinte do sistema AIE-2.....	87
Figura 24 - Recetor TEM-IP; constituinte do sistema AIE-2.....	87
Figura 25 – Ligação entre o transmissor TEM-200 e o recetor TEM-IP	88
Figura 26 - Cabo elétrico com cerca de 200 metros de comprimento	88
Figura 27 - Bateria de 12V	88
Figura 28 - Cabos de ligação que permitem a sincronização entre o transmissor e o recetor.....	89
Figura 29 – Módulo wireless para ligação entre o sistema e o pocket computer	89
Figura 30 - Pocket computer	89
Figura 31 – Ligação entre os vários componentes do sistema que permite a aquisição dos dados no campo	90
Figura 32 - Imagem retirada do Google Earth assinalando as localizações das sondagens realizadas, bem como o traçado dos dois perfis criados.....	94
Figura 33 – Software ZONDTEM 1D: seleção dos ficheiros.	95
Figura 34 – Software ZONDTEM 1D: Atribuição de valores a x, y e z para cada sondagem.....	96

Figura 35 – Software ZONDTEM 1D: Definição do número de camadas para a criação do modelo.	96
Figura 36 – Software ZONDTEM 1D: curvas antes da remoção de valores e aplicação de smoothing.	97
Figura 37 - Software ZONDTEM 1D: curvas depois da remoção de valores e após aplicação de smoothing.....	97
Figura 38 – Software ZONDTEM 1D: inversão dos dados e ajuste entre as curvas teóricas e de campo.	98
Figura 39 – Perfil do vale, utilizando a opção <i>layered section</i>	100
Figura 40 - Perfil do vale, utilizando a opção <i>contour section</i>	101
Figura 41 - Perfil do vale, utilizando a opção <i>smooth section</i>	102
Figura 42 – Perfil W-E, utilizando a opção <i>layered section</i>	103
Figura 43 – Perfil W-E, utilizando a opção <i>contour section</i>	104
Figura 44 – Perfil W-E, utilizando a opção <i>smooth section</i>	105
Figura 45 – Tabela de métodos geofísicos	117
Figura 46 – Sondagem Capela_1	118
Figura 47 – Sondagem Eolicas_2	118
Figura 48 – Sondagem Guilhado_2	119
Figura 49 – Sondagem Guilhado_3	119
Figura 50 – Sondagem Vale_2.....	119
Figura 51 – Sondagem Vale_1.....	120
Figura 52 – Sondagem Vpag_1	120
Figura 53 – Sondagem Vpag_2	120

LISTA TABELAS

Tabela 1 - Informações das sondagens realizadas no campo: designação e coordenadas (Datum WGS84).....	93
--	----

INTRODUÇÃO

A presente dissertação está inserida no plano curricular 2015/2016 referente ao segundo ano do Mestrado em Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, sendo orientada pelo Doutor Rui Miguel Marques Moura e coorientada pela Doutora Helena Maria Sant'Ovaia Mendes da Silva.

Nesta dissertação foi inicialmente feita uma pesquisa bibliográfica acerca da prospeção geofísica e mais detalhadamente do método *Time Domain Eletromagnetic* (TDEM) de forma a obter conhecimentos e informações sobre o seu funcionamento. Após esta pesquisa foram realizados os trabalhos no campo em Vila Pouca de Aguiar, tendo sido executadas várias sondagens ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin e na zona oriental da mesma em direção a Raiz do Monte, com o objetivo de adquirir dados de campo para posterior tratamento através de *software* indicado para este tipo de dados geofísicos. Depois do tratamento dos dados foi possível então obter dois perfis da variação da resistividade elétrica do solo, tendo sido realizados dois perfis, um ao longo do vale, com direção, sensivelmente, NE-SW, e outro na zona oriental do mesmo, com direção NW-SE.

CAPÍTULO 1

ENQUADRAMENTO

1.1 - Enquadramento Geológico

A área em estudo é parte integrante da Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), localizando-se no limite da Zona Centro-Ibérica (ZCI) com a ZGTM (Figura 1) (Sant'Ovaia *et al.*, 2011). Esta região é marcada por um vale que é limitado a Este pela Serra da Padrela e a Oeste pela Serra do Alvão, a qual é constituída em grande parte pelo maciço de Vila Pouca de Aguiar (VPA) (Sant'Ovaia, 2000). Este vale é controlado estruturalmente por uma grande falha que é a Falha Penacova-Régua-Verin (FPRV) e engloba no essencial rochas metassedimentares de idade paleozóica e rochas graníticas hercínicas. Esta falha foi nucleada na terceira fase (D_3) da Orogenia Varisca e depois reativada como uma falha de desligamento (Baptista 1998 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011). A Zona de Falha Penacova-Régua-Verin (ZFPRV) atravessa a região na direção NNE-SSW, onde assume um papel estruturante na organização do relevo, bacias hidrográficas e geomorfologia em geral (Sant'Ovaia *et al.*, 2011). Correspondendo a um sistema de falhas de direção NNE-SSW, interrompe o planalto transmontano dando origem a um extenso vale de fratura onde se destaca a presença de depressões (Telões, Pedras Salgadas e Vidago) de origem tectónica, alinhadas ao longo do traçado da falha Régua-Verin (Baptista 1990; Baptista *et al.* 1990 *in* Sant'Ovaia 2000), na Figura 2 é possível observar os perfis oriental e ocidental de cada lado da ZFPRV, podendo visualizar as variações de altitude das superfícies de erosão (Sant'Ovaia *et al.*, 2011). Estas depressões podem ser consideradas como bacias de desligamento, associadas a uma componente horizontal de movimentação da falha (Cabral 1995 *in* Sant'Ovaia, 2000).



Figura 1 - Localização e enquadramento da carta 6D – Vila Pouca de Aguiar, nas unidades geotectónicas do NW peninsular (Sant’Ovaia et al., 2011)

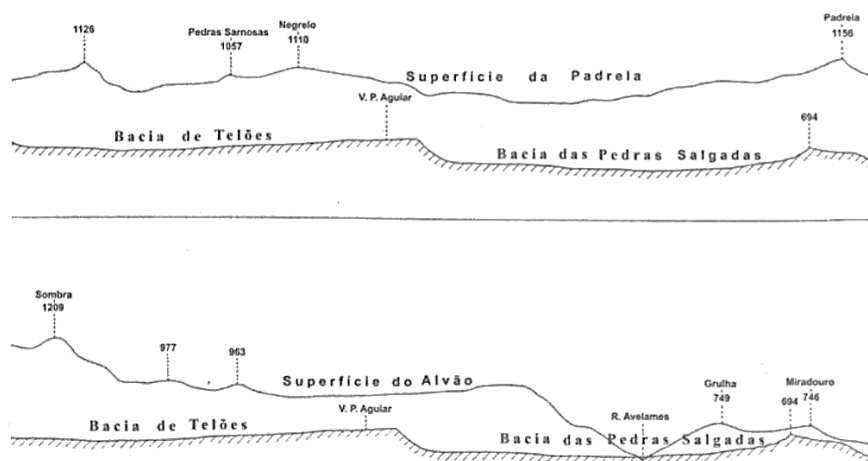


Figura 2 – Perfis projetados: em cima, o lado oriental da ZFPRV; e em baixo, o lado ocidental da ZFPRV (Sant’Ovaia et al., 2011).

A ZGTM deve a sua estruturação à Orogenia Varisca, resultante de uma sucessão de três fases de deformação (Figura 3) (Ribeiro, 1974; Noronha *et al.*, 1979; Dias & Ribeiro, 1995 *in* Noronha *et al.*, 2006).

A primeira fase, D₁, gera dobras com orientações e vergências diferentes, mas com uma orientação predominante NW-SE, com plano axial vertical no autóctone e vergentes no para autóctone.

Na segunda fase, D_2 , representada sobretudo no alóctone e no parautóctone, acentua-se a vergência para SE e ocorre a formação de dobras deitadas de flanco inverso muito curto.

A terceira fase de deformação, D_3 , abrangeu todos os terrenos autóctones, alóctones e parautóctones de modo idêntico, originando dobramento largo. Associada a esta fase ocorreu foliação e desenvolveram-se zonas de cisalhamento dúctil.

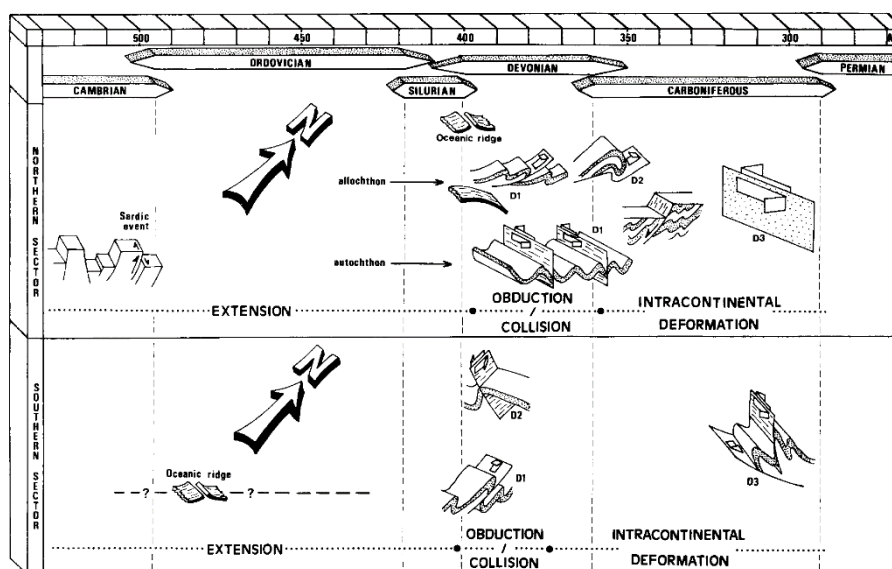


Figura 3 – Esquema ilustrativo da Orogenia Varisca e suas fases de deformação (D_1 , D_2 e D_3) na Península Ibérica (Dias, R. & Ribeiro, A., 1995).

A ZGTM tem como característica mais marcante a sobreposição de unidades estruturais separadas por carreamentos (Arenas *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Noronha *et al.*, 2006). Estas unidades têm caráter alóctone e parautóctone (Noronha *et al.*, 2006). O limite da ZGTM com a ZCI é marcado por um carreamento maior da 2ª fase da deformação hercínica (D_2), que sobrepõe as unidades alóctones e parautóctones da ZGTM às unidades autóctones da ZCI (Sant’Ovaia *et al.*, 2011).

No período pós- D_3 , ocorreu deformação dúctil-frágil e frágil que levou à formação de um sistema de fraturas com direção principal NNE-SSW, correspondendo à direção do grande acidente, que controla a zona em estudo, a Falha Penacova-Régua-Verin.

Outra das características marcantes da ZGTM, bem como da ZCI, é a existência de magmatismo sinorogénico. Este magmatismo granítico orogénico pode ser dividido em dois grupos principais de granitoides: os “granitos de duas micas” com moscovite dominante e os “granitos biotíticos” com plagioclase cálcica. Os primeiros são “granitos mesocrustais” peraluminosos, gerados por anatexia húmida. Os segundos são “granitoides basicrustais” monzoníticos.

Na zona em estudo estão presentes os dois tipos de granitos referidos acima.

Um dos granitos presentes é considerado como sendo pertencente ao segundo grupo acima referido, ou seja, “granitoides biotíticos com plagioclase cálcica”, sendo que estes, existentes em Vila Pouca de Aguiar, são pós-tectónicos. Estes granitos, que constituem o plutão de VPA, tiveram a sua instalação controlada por estruturas tectónicas regionais, nomeadamente a Falha Penacova-Régua-Verin, tendo por isso uma orientação NNE-SSW.

O Granito de Vila pouca de Aguiar é um granito de grão médio a grosseiro apresentando textura porfiroide com megacristais de feldspato potássico e ocasionalmente de plagioclase (Noronha *et al.*, 2006), caracterizado pela presença de raros encraves de forma arredondada a elítica (Sant’Ovaia *et al.*, 2011).

Os granitos do plutão de VPA apresentam valores fracos de suscetibilidade magnética (K), estando estes compreendidos entre 40 e 220×10^{-6} SI.

As direções das foliações magnéticas são essencialmente paralelas ao alongamento do plutão de Vila Pouca de Aguiar, ou seja, com direção NNE-SSW.

A intrusão do Granito de VPA possui uma geometria laminar e as suas foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do plutão.

Segundo modelos de anomalia residual gravimétrica, a geometria global do plutão de VPA sugere a forma de um lacólito (Noronha *et al.*, 2006), que corresponde a uma “intrusão hipabissal de rocha magmática, entre camadas, de forma lenticular, plana na base e convexa no topo” (Galopim de Carvalho, 2011).

Também na área estudada está presente um granito de duas micas sintectónico, o Granito da Gralheira. Este granito aflora num maciço de forma alongada com orientação NW-SE, sendo este cortado a oeste pelo maciço de granitos pós-tectónicos.

O Granito da Gralheira é considerado, macroscopicamente, um granito de duas micas com grão médio a grosseiro, estando a moscovite predominante sobre a biotite.

Nas margens do Rio Avelames, que corre paralelamente à Falha Penacova-Régua-Verin, entre Vila Pouca de Aguiar e Pedras Salgadas, existe um terraço, do Plistocénico, assente sobre o GVPA. Próximo de Gouvães da Serra, existe também um pequeno terraço numa linha de água. Estes são constituídos por calhaus rolados e subrolados, mal calibrados e poligénicos.

A marcar os leitos dos Rios Corgo e Torno, próximo de VPA e Ribeira de Vidago, encontram-se depósitos areno-argilosos que dão origem a terrenos agrícolas bastante férteis (Sant’Ovaia *et al.*, 2011).

1.2 – Enquadramento Geográfico

A área em estudo compreende a zona de Vila Pouca de Aguiar, localizada no Distrito de Vila Real, da região Norte de Portugal. O concelho de Vila Pouca de Aguiar faz parte da área abrangente pela folha 6D da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Figura 1), que, por sua vez, se encontra no limite entre a Zona Galiza-Trás-os-Montes e a Zona Centro Ibérica (Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

CAPÍTULO 2

PROSPEÇÃO GEOFÍSICA

2.1 – Introdução

Existem vários métodos de prospeção geofísica (Figura 45 em Anexo I), e para cada um existe uma propriedade física à qual cada método é sensível, incluindo os métodos que fazem uso dos campos/propriedades naturais da Terra e os que necessitam de um estímulo de energia artificial. No entanto, os métodos geofísicos são muitas vezes utilizados em combinações uns com os outros como por exemplo a aplicação do método elétrico em conjunto com o método eletromagnético. (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

Os ensaios podem ser feitos em solo, através do ar (*airborne*), em água ou também em furos (*downhole*).

As informações obtidas pelo uso dos métodos geofísicos podem variar em escala desde o tamanho de uma região geológica até ao tamanho de um simples furo. (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

Os métodos que aproveitam os campos naturais da Terra utilizam os campos magnéticos, elétricos, eletromagnéticos e gravitacionais, procurando anomalias provocadas pelas características das formações geológicas do local em estudo.

Os métodos que tiram partido de um sinal de energia artificial envolvem, por exemplo, a geração de campos elétricos, eletromagnéticos ou sísmicos que podem ser utilizados analogamente aos campos naturais.

Em geral, os métodos que fazem uso dos campos naturais do planeta oferecem informações das propriedades da Terra a maiores profundidades que os métodos “artificiais”. No entanto, os segundos conseguem produzir resultados melhores e mais detalhados (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

Como já referido, os métodos geofísicos podem ser considerados passivos ou ativos. Nos métodos passivos as medições são feitas usando equipamentos simples que medem a resposta da geologia local à energia natural através de um recetor. Os métodos incluídos nesta classificação são os gravimétricos, magnéticos, radiométricos e magnetotelúricos.

Os métodos ativos já utilizam equipamentos mais sofisticados que transmitem energia através do solo utilizando um transmissor. Esta energia provoca uma resposta que é medida por um recetor.

O fato de estes últimos necessitarem de um transmissor leva a que sejam mais complicados de trabalhar e um maior custo. No entanto, têm vantagem no controlo da energia transmitida fazendo com que a resposta obtida forneça informações em profundidade. (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

A exploração geofísica é uma área da física que utiliza técnicas não destrutivas para reconhecer o subsolo.

Durante os últimos anos, o desenvolvimento da instrumentação e computação permitiu desenvolver vários equipamentos e metodologias sofisticados com o objetivo de obter bons modelos do subsolo (Teixidó, T., 2011).

Relativamente à propriedade física à qual cada um dos métodos é sensível, esta pode determinar as suas aplicações. Tendo como exemplo o método magnético que permite obter a localização de jazigos de magnetite devido à sua alta suscetibilidade magnética. (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

Existem seis grandes classes nas quais os métodos geofísicos podem ser divididos, dependendo das propriedades físicas às quais estes respondem.

2.2 - Métodos Geofísicos

2.2.1 - Métodos Sísmicos

Os métodos sísmicos são uma forma de prospeção geofísica que tira partido das ondas elásticas para investigar o subsolo (Figura 4) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). As ondas sísmicas são criadas por uma fonte, controlada, propagando-se através da superfície. Estas ondas são refratadas ou refletidas por estruturas ou limites geológicos existentes em profundidade no interior da Terra. Por sua vez, instrumentos colocados na superfície detetam os movimentos causados pelas ondas sísmicas, e, convertendo os seus tempos de chegada em valores de profundidade, é possível fazer o mapeamento do subsolo (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

Os métodos sísmicos são os mais eficazes, mas os de maior custo de todos os métodos geofísicos (Milsom, J., 1989), sendo que os levantamentos de reflexão sísmica são os que fornecem informação mais detalhada (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

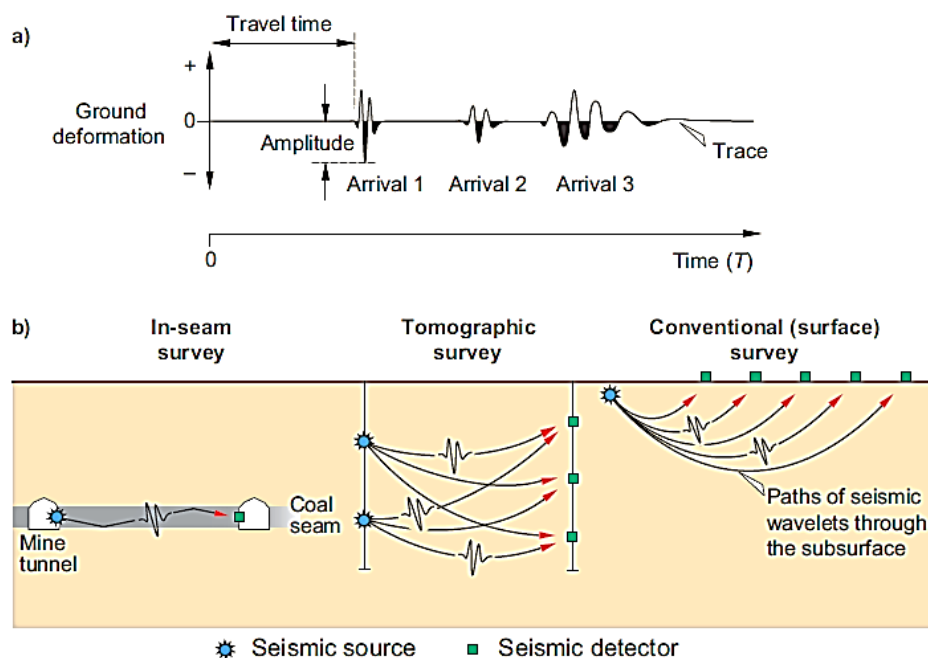


Figura 4 - Imagem ilustrativa do método sísmico. (a) três chegadas de ondas sísmicas através do tempo e (b) ilustração esquemática de três formas de levantamentos sísmicos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.2.2 - Métodos Gravimétricos

Os métodos gravimétricos investigam a geologia baseando-se nas variações do campo gravitacional terrestre que surgem das diferenças de densidade do material rochoso presente em profundidade (Figura 5).

Um corpo que tenha densidade diferente do ambiente envolvente provoca uma perturbação local no campo gravitacional conhecida por anomalia gravimétrica (Kearey, P. & Brooks, M., 2002). Estas anomalias são medidas utilizando instrumentos portáteis designados de gravímetros (Milsom, J., 1989).

Os levantamentos gravimétricos são considerados relativamente acessíveis (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

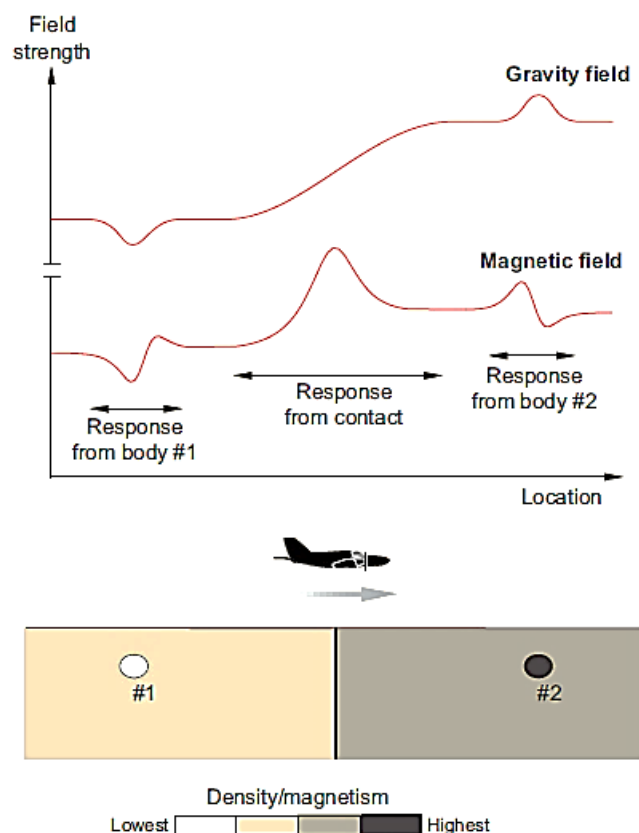


Figura 5 – Ilustração esquemática das variações na força do campo gravítico terrestre e campos magnéticos devido a variações de densidade e magnetismo na crosta (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.2.3 - Métodos Magnéticos

Os métodos magnéticos têm como objetivo a investigação do subsolo geológico com base em anomalias no campo magnético terrestre (Figura 5) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002), anomalias estas que são provocadas maioritariamente por uma propriedade magnética do material, a suscetibilidade magnética (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Este tipo de método apresenta uma ampla gama de aplicações desde pequenos levantamentos aplicados à arqueologia até aos grandes levantamentos de prospeção mineira. Podem ser utilizados em terra, em meio aéreo ou marinho (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

Os métodos magnéticos, bem como os gravíticos referidos acima, são relativamente acessíveis em termos de custos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.2.4 - Métodos Elétricos

Os métodos elétricos envolvem a medição dos potenciais elétricos, associados ao fluxo de corrente do subsolo, por contato elétrico direto com o solo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Os métodos elétricos utilizam correntes contínuas ou correntes de baixa frequência de modo a investigar as propriedades elétricas dos materiais em profundidade (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

Estes métodos dependem do contraste nas propriedades elétricas e respondem bem em zonas nas quais o fluxo de correntes é inibido, no entanto, podem não conseguir determinar a condutividade absoluta com muita precisão, nomeadamente em alvos de pequenas dimensões (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Existem vários métodos de levantamentos elétricos, alguns dos quais utilizam os campos elétricos terrestres e outros que necessitam da geração artificial de correntes através do solo.

O método de resistividade é usado no estudo de descontinuidades, horizontais e verticais, nas propriedades elétricas do solo e na deteção de corpos com condutividade elétrica anómala. Este método é normalmente utilizado em engenharia e em investigações hidrogeológicas.

O método de polarização induzida (IP) faz uso da capacidade que o subsolo tem para localizar zonas onde os minerais condutivos estão dispersos entre as rochas encaixantes.

O método do potencial espontâneo faz uso do fluxo natural das correntes que atravessam o solo, que são geradas por processos eletroquímicos, para localizar corpos com condutividades anómalas (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

2.2.5 - Métodos Radiométricos

Os métodos radiométricos medem a radioatividade, que ocorre naturalmente, na forma de raios-gama (raios- γ). Esta radiação é originada maioritariamente por espécies minerais que contêm isótopos radioativos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). Os elementos de principal interesse na exploração radiométrica são o Urânio (^{238}U), o Tório (^{232}Th) e o Potássio (^{40}K) (Figura 6) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002). Este tipo de método é considerado passivo, uma vez que mede uma fonte natural de energia (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Os levantamentos radiométricos têm uma gama de aplicabilidade menor que os outros métodos geofísicos pois concentram-se na procura de alvos específicos (Kearey, P. & Brooks, M., 2002). Os métodos radiométricos aplicados à exploração mineral são normalmente feitos em meio aéreo, no solo e em furos.

Aplicações mais recentes destes métodos incluem a deteção e mapeamento de áreas de alteração hidrotermal e depósitos de minerais pouco radioativos.

Estes métodos, ao contrário de outros métodos de prospeção geofísica, têm uma capacidade muito limitada em observar através do solo em profundidade uma vez que a radioatividade medida ocorre apenas a poucos centímetros da superfície terrestre. Outra particularidade deste método é o fato de que os dados radiométricos obtidos são mais usados para mapear variações nas características químicas do que nas físicas do local em estudo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

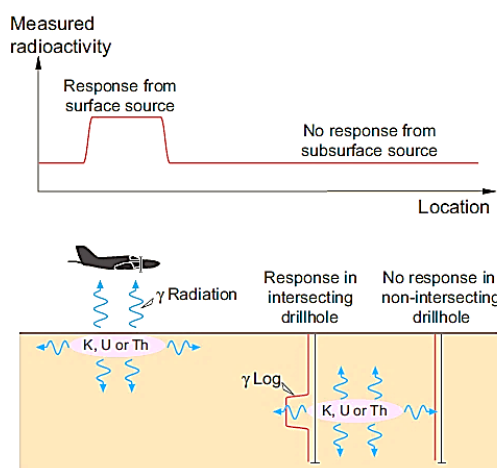


Figura 6 – Ilustração esquemática do método radiométrico, que mede a radioatividade natural de K, U e Th (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.2.6 - Métodos Eletromagnéticos

Os métodos eletromagnéticos (EM) são baseados no princípio da indução eletromagnética (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). Estes fazem uso da resposta do solo à propagação de campos eletromagnéticos (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

A passagem de uma corrente elétrica através de um transmissor (Tx) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014), por exemplo uma pequena bobine ou uma grande bobine feita de um determinado enrolamento (*loop*) de cabo elétrico (Kearey, P. & Brooks, M., 2002), gera um campo designado de campo magnético primário (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). Este campo primário viaja da bobine transmissora para um recetor (Rx) através de caminhos tanto acima como abaixo da superfície terrestre.

Nos locais onde o subsolo é homogéneo, há apenas uma ligeira redução de amplitude entre os campos que se propagam à superfície e os que se propagam através do solo (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

No entanto, quando o campo magnético primário interseja material eletricamente condutivo, são geradas *eddy currents*. Estas correntes geram o seu próprio campo magnético, designado de campo magnético secundário, que se desloca até ao recetor e é detetado por ele (Figura 7) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). As propriedades deste campo secundário revelam a presença do condutor e fornecem informações do mesmo, nomeadamente a sua geometria e propriedades elétricas (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

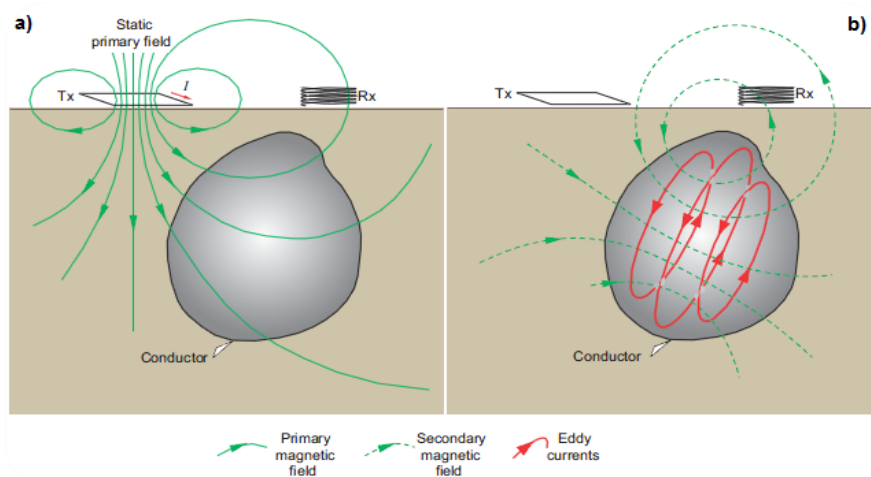


Figura 7 - Ilustração esquemática do método eletromagnético mostrando os campos magnéticos primário, secundário e *eddy currents* na presença de um corpo condutor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

2.3 - Levantamentos Geofísicos

2.3.1 – Introdução

Na utilização de métodos geofísicos em qualquer exploração é necessário definir várias etapas, sendo elas, pela sua ordem de execução: definição dos objetivos da prospeção, aquisição de dados, processamento (inversão e modelação) de dados, exibição/*display* dos dados e a sua interpretação.

O tipo de levantamento e a natureza da aquisição de dados afeta o tipo e a resolução da informação geológica, enquanto que a interpretação dos dados geofísicos é dependente da informação direta, pré-existente, dos métodos numéricos aplicados para a exibição dos dados e da experiência de quem o faz.

Os parâmetros medidos nos vários tipos de levantamentos geofísicos são contínuos.

Hoje em dia, a realização de medições (ou amostragens) de um sinal analógico numa gama de tempo ou localização específicos é designada de digitalização ou aquisição digital.

Um levantamento geofísico consiste numa série de amostragens realizada em diferentes localizações, podendo estas variar tanto em superfície como em profundidade.

A localização escolhida para a medição é, normalmente, a localização do sensor que recebe, podendo ser também feita num ponto entre esse sensor e o transmissor.

Os levantamentos geofísicos respondem a contrastes das propriedades físicas, por isso, se ocorrerem mudanças na geologia local, podem ser produzidas também mudanças nas respostas. Quando uma propriedade física é medida num local e se obtêm valores superiores aos da rocha encaixante, o contraste é positivo; pelo contrário, quando os valores são inferiores, o contraste é negativo. Normalmente estas mudanças ocorrem devido à presença de mineralizações ou contatos com outras estruturas. Estes desvios em relação aos valores que seriam esperados para um determinado local ou geologia são designados de anomalias. (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

Em vários métodos geofísicos é esta variação dos valores de um determinado parâmetro que são de maior interesse para o estudo do local. (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

2.3.2 - Objetivos do levantamento

A definição dos objetivos da exploração vai ditar o tipo de método ou métodos geofísicos que se deverá utilizar.

Um levantamento geofísico deve ser realizado com base em objetivos premeditados, uma vez que isso irá afetar a escolha do método geofísico e do tipo de levantamento.

Pondo de parte os custos, a decisão de utilizar a geofísica e, por sua vez, a escolha do método, depende da detetabilidade geofísica das estruturas com interesse, ou seja, se não ocorrerem contrastes significativos nas propriedades físicas da área em estudo, as probabilidades de sucesso do levantamento serão muito reduzidas.

Os dois objetivos mais comuns dos levantamentos geofísicos são o mapeamento de distribuições de propriedades físicas com dependentes da geologia e a quantificação dessas propriedades de respostas anómalas originadas pelo ambiente geológico.

2.3.2.1 - Mapeamento geológico

O mapeamento da geologia local procura, muitas vezes, identificar estruturas geológicas propícias à formação de jazigos.

Os levantamentos que se destinam ao mapeamento geológico devem fornecer uma cobertura uniforme dos dados através da área de interesse.

Os tipos de levantamentos mais comuns para este fim são os magnéticos aéreos e os radiométricos. Estes produzem respostas que permitem a distinção de várias litologias e são eficazes na maioria dos ambientes geológicos.

2.3.2.2 - Detecção de anomalias

São vários os levantamentos com o objetivo de detetar respostas locais distintas do ambiente circundante. Estas respostas, como já foi referido anteriormente, designam-se anomalias (Figura 8).

Um levantamento que tenha este fim deve apresentar uma estratégia com base na probabilidade de realizar as medições no local correto. Isto para que as anomalias sejam gravadas e consideradas significativas. Para este efeito é necessário um conhecimento prévio das propriedades físicas dos alvos, bem como a profundidade e volume da fonte e a magnitude do contraste da propriedade física com a rocha encaixante, uma vez que a amplitude da anomalia está dependente disso (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

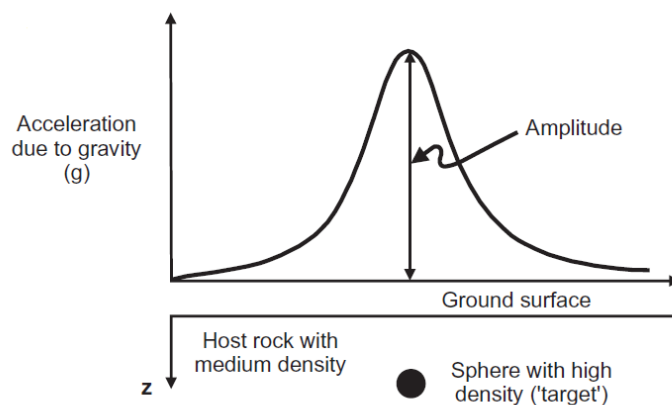


Figura 8 – Exemplo de uma anomalia gravítica devido à presença de um corpo com densidade superior à densidade da rocha encaixante (Reynolds, J.M., 1998).

2.3.3 - Aquisição de dados

A aquisição de dados é dividida em duas tarefas distintas: a estratégia do levantamento e a realização concreta das medições no campo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.3.1 - Realização das medições

Os equipamentos atuais de levantamentos geofísicos armazenam as medições digitais para *download* posterior. Os sistemas, muitas vezes, medem dados secundários adquiridos com o propósito de servirem como compensação de erros durante o levantamento e para posterior remoção de ruído dos dados principais. Estes dados secundários podem ser: o tempo de cada medição, as orientações do transmissor e recetor, as posições dos sensores, etc.

Cada medição executada compreende uma única leitura ou uma série de leituras feita num intervalo de tempo, com o intuito de formar uma série temporal (*time domain*), ou num intervalo de frequências, para formar um conjunto de dados no domínio das frequências (*frequency domain*).

A velocidade a que uma amostragem ocorre é designada de frequência de amostragem (*"sampling frequency"*), que, para a série de tempo é medida em 1/unidade de tempo.

O tempo entre cada amostra é o intervalo de amostragem (*"sampling interval"*).

Outro dos aspetos importantes é o número de medições que se pretende fazer, tendo em conta que demasiadas medições podem ser um desperdício de tempo e dinheiro e poucas medições podem não ser suficientes para alcançar os objetivos do levantamento (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.3.2 - A estratégia do levantamento

Relativamente à estratégia do levantamento, o tipo de alvo que se pretende atingir é de grande importância, sendo que devem ser consideradas as suas características físicas, bem como o tamanho e forma (Reynolds, J.M., 1998).

É importante que a área abrangida tenha um tamanho considerável tendo em conta também a necessidade de minimizar qualquer fonte de ruído.

Durante um levantamento geofísico é comum a medição de mais do que um parâmetro, portanto, as características dos vários parâmetros devem ser consideradas na estratégia do levantamento (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.4 - Processamento de dados

O processamento de dados pode ser dividido em duas etapas: conversão, redução de dados e a representação dos mesmos no tempo e espaço e a sua otimização/melhoria através de filtragem, inversão e/ou modelação (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.4.1 – Conversão e redução de dados

A redução dos dados consiste na aplicação de várias correções aos dados que são obtidos no campo de maneira a prepara-los para a sua otimização e visualização.

É necessário que qualquer erro e/ou ruído seja corrigido numa fase inicial do processamento para que estes não se propaguem nem aumentem durante as várias etapas do seu processamento.

Alguns instrumentos já fazem reduções automaticamente, no entanto, processos mais complicados de redução são aplicados pós-levantamento.

As operações aplicadas durante a conversão e redução incluem uma compensação para a resposta obtida da plataforma de levantamento; orientação/alinhamento dos sensores; e vários efeitos instrumentais, tais como, térmicos e de pressão.

Por exemplo, as correções de ruído ambiental requerem medições obtidas por um sensor secundário específico para a sua monitorização (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.4.2 - Otimização dos dados

A otimização dos dados envolve a aplicação de algoritmos numéricos nos dados do levantamento.

Existem três tipos básicos destes algoritmos:

- O *stacking*, que consiste na combinação de leituras repetidas;
- A comparação de duas medições através do cálculo da sua razão/proporção;
- E a filtragem, que manipula os dados matematicamente.

As otimizações/melhorias dos dados geofísicos têm três propósitos básicos:

- A melhoria da razão sinal-ruído (SNR);
- O realce de certas características particularmente significantes do sinal;
- E a transformação dos dados para produzir um conjunto de dados que seja medido por outro tipo de sensor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Stacking

O ruído que é considerado aleatório na Natureza, o designado ruído ambiental, pode ser suprimido pelo *stacking*.

O *stacking* consiste na repetição de medições e o cálculo da sua média durante um levantamento geofísico (Figura 9). Este processo é altamente eficaz quando os levantamentos são realizados em locais fixos e as medições são feitas durante períodos que permitam a observação de várias repetições do sinal, sendo esta ultima condição uma desvantagem, visto que é necessário despender mais tempo para fazer uma medição.

Em levantamentos que se deslocam espacialmente, o *stacking* não é tão eficaz como nos anteriores uma vez que o sinal vai variando sendo possível apenas realizar um número pequeno de *stacks*.

Qualquer variação entre as repetições das medições é devido ao ruído aleatório uma vez que o sinal é constante entre medições. Através da adição de todas as medições, as componentes do ruído tenderão a ser anuladas deixando o sinal realçado (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

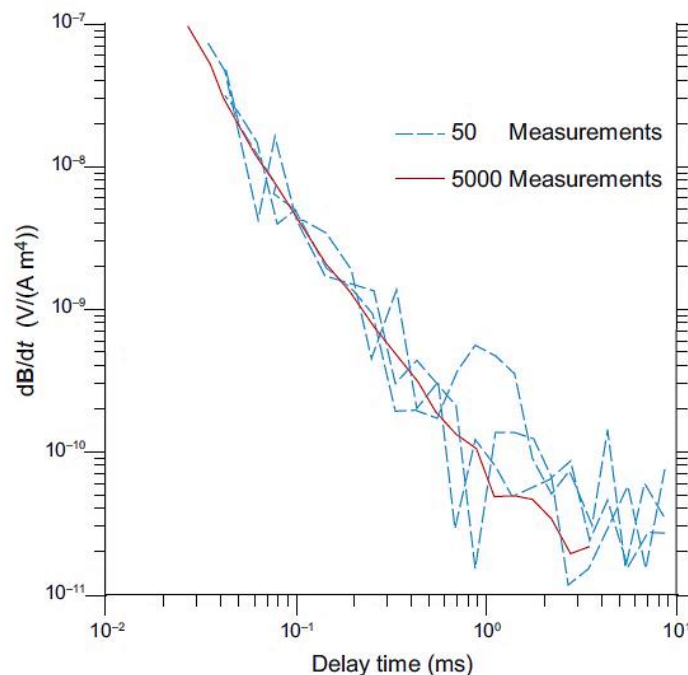


Figura 9 – *Stacking* de sinais eletromagnéticos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

Razões

Quando as medições são efetuadas em multicanal (*multichannel*), é por vezes útil dispor as razões de cada par de leituras, ou seja, se houver um canal A e um canal B, a sua razão é simplesmente a divisão de A por B, e o seu inverso, B por A. Os dados radiométricos e eletromagnéticos estão incluídos nestes conjuntos de dados. As razões fornecem informação acerca da variação relativa de um canal em relação a outro.

Um dos grandes problemas deste tipo de algoritmo é a ambiguidade que possui, uma vez que, por exemplo, uma razão A/B com um valor alto pode ser causada tanto por valores altos de A como por valores baixos de B.

Filtragem

A terceira opção que poderá ser utilizada na otimização dos dados geofísicos é a filtragem.

Um filtro é uma operação matemática que, quando aplicada a um conjunto de dados (*input*), altera-o, transformando-o num conjunto de dados filtrado (*output*) (Figura 10).

A representação matemática do filtro, e os seus parâmetros, é designada de operador.

As diferenças entre o *input* e o *output* dependem das características do filtro aplicado e é conhecida como, resposta do filtro.

Os filtros podem ser aplicados tanto em dados 1D como em dados 2D.

Existem duas formas básicas de decretar matematicamente um filtro num conjunto de dados, usando transformações integrais e convoluções (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

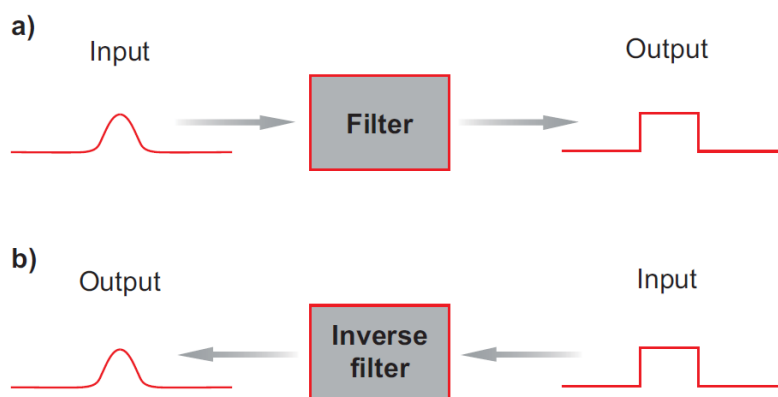


Figura 10 – Ilustração esquemática da (a) atuação de um filtro e (b) do seu inverso, transformando o input em output (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

2.3.5 - Visualização/*Display* dos dados

Os dados processados podem então ser exibidos numa variedade de formas atendendo à natureza do seu conjunto e ao seu fim.

Existem várias técnicas de visualização dos dados geofísicos que realçam as suas diferentes características. A sua escolha deve basear-se no objetivo da interpretação dos dados.

A forma mais simples de apresentação dos dados é um perfil 1D (Figura 11), mostrando a variação de um parâmetro em função da distância, tempo ou frequência, por exemplo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

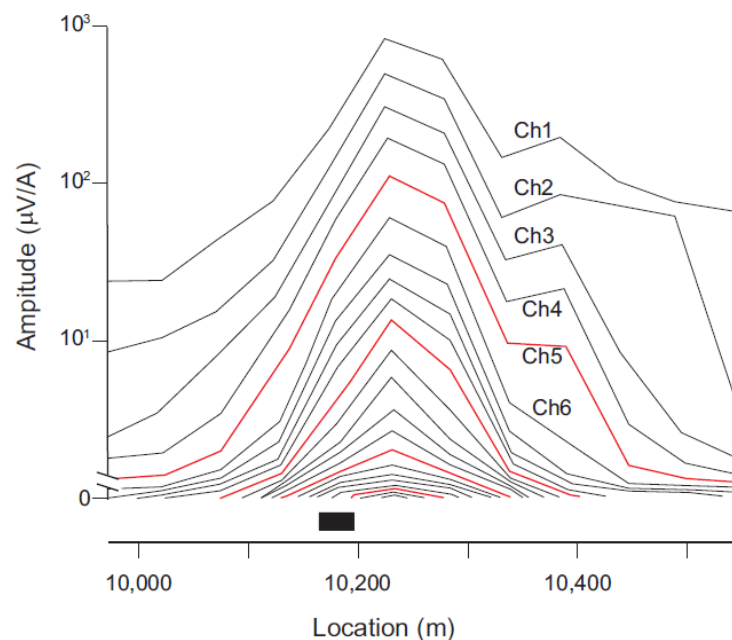


Figura 11 – Perfil de dados eletromagnéticos de um depósito de Zn-Pb-Cu-Ag na Austrália. As várias curvas representam as medições da resposta eletromagnética através do tempo depois do *turn-off* do transmissor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.6 - Interpretação dos dados

A interpretação dos dados consiste na análise dos mesmos e a criação de modelos geológicos e físicos da área em estudo.

Esta etapa inicia-se com a análise qualitativa dos dados geofísicos. A análise qualitativa procura produzir um mapa geológico da área do levantamento. Esta análise tem por base um mapa de variações de um parâmetro geofísico, logo, não é esperada uma correspondência direta com a litologia em todos os locais

Se o objetivo é simplesmente a identificação de anomalias individuais, esta é uma tarefa simples, desde que os dados estejam devidamente processados e apresentados.

Se o objetivo é a criação de um mapa ou secção geológica então torna-se uma tarefa mais exigente.

Quando um alvo é identificado, os dados observados podem ser analisados com a ajuda de um modelo calculado. Esta é uma forma de análise quantitativa.

Em muitos casos, o modelo obtido pode não ser a única resposta para os dados obtidos, uma vez que mais do que um modelo pode recriar os dados observados. Este aspeto é bastante importante na interpretação de dados geofísicos e é conhecido por ambiguidade (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

2.3.6.1 - Ambiguidade

Um dos problemas na exploração geofísica é o fato de ser necessário deduzir alguns aspetos da estrutura interna da Terra com base nos dados obtidos em medições feitas na sua superfície ou perto dela.

Se a estrutura interna da Terra e as suas propriedades físicas fossem conhecidas com precisão, qualquer medição geofísica realizada na sua superfície seria prevista. No entanto, no caso da geofísica, o problema é, como foi referido, precisamente o contrário, sendo conhecido com um problema inverso. Este tipo de problema sofre de uma ambiguidade inerente.

Os dados dos métodos geofísicos são, como referido anteriormente, obtidos perto da superfície ou mesmo na superfície, ou seja, é necessário fazer deduções, que poderão ter algumas diferenças em relação à situação geológica atual em profundidade. O problema prende-se no fato de várias configurações geológicas poderem produzir os dados obtidos. (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

Vários modelos podem reproduzir respostas iguais aos dados obtidos, no entanto, um certo modelo pode não ser a única possibilidade nem necessariamente a correta.

A ambiguidade ocorre porque as características de uma anomalia são reproduzidas por diferentes combinações da localização, geometria e propriedades físicas da fonte dos dados.

Quando se procede à modelação dos dados geofísicos é importante a inclusão de todas as informações geológicas, geofísicas e petrofísicas na interpretação de modo a reduzir a ambiguidade dos resultados e com vista a obter o(s) modelo(s) que oferece(m) uma explicação geológica mais plausível dos dados obtidos. (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

CAPÍTULO 3

TIME DOMAIN ELETROMAGNETIC METHOD (TDEM)

3.1 – Introdução

Os sistemas eletromagnéticos variam o campo magnético primário com o tempo numa de duas formas que levam a duas classes de sistemas eletromagnéticos: *time domain* (TDEM) e *frequency domain* (FDEM) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

O método *Time Domain Eletromagnetic* (TDEM), também conhecido por método *Transient Eletromagnetic* (TEM), é uma técnica geofísica que fornece informação da resistividade elétrica, e o seu inverso, a condutividade, da superfície (McNeill, J. D., 1980).

Um dos grandes problemas dos métodos eletromagnéticos prende-se no fato de ser necessário medir um campo secundário pequeno na presença de um campo primário muito maior, o que provoca um decréscimo na precisão desta medição. O TDEM supera este problema uma vez que utiliza um campo primário que não é contínuo, consistindo numa série de pulsos separados por períodos de inatividade (Kearey, P., & Brooks, M., 2002), ligando e desligando abruptamente uma corrente (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

O campo secundário é apenas medido durante o intervalo no qual o campo primário é desligado (Kearey, P., & Brooks, M., 2002), de maneira a que a sensibilidade do recetor seja maximizada para detetar os sinais secundários mais fracos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

As *eddy currents* induzidas num corpo condutor tendem a propagar-se em direção ao seu centro quando o campo induzido é removido e vão dissipando-se gradualmente por perda de calor resistivo. No entanto, em corpos altamente condutivos, as *eddy currents* circulam à volta dos limites do corpo e o seu decaimento é mais lento (Kearey, P., & Brooks, M., 2002).

A força e duração das *eddy currents* depende das propriedades elétricas e geometria do condutor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014), portanto, a monitorização da taxa de decaimento das *eddy currents* permite a localização dos corpos condutores e a estimativa da sua condutividade.

Em levantamentos no solo, o campo eletromagnético primário é gerado por um transmissor que normalmente consiste num loop retangular, com entre algumas dezenas a milhares de metros quadrados, o qual é colocado no solo. O *loop* transmissor pode ser também utilizado como recetor, ou então pode ser utilizada uma

segunda bobine, tanto na superfície como num furo (*borehole*) (Dick & West, 1984 in Kearey, P., & Brooks, M., 2002). A mudança na corrente, e resultante campo eletromagnético, estabelece uma corrente que interage com materiais condutores que se encontram em profundidade criando campos magnéticos secundários que são medidos por um recetor (McNeill, J. D., 1980).

O campo secundário produzido pelas *eddy currents* pode durar desde menos de um milissegundo, para condutores fracos, a mais de vinte milissegundos, para bons condutores.

O campo secundário é quantificado através da medição da variação temporal da amplitude a um número fixo de tempos (canais) depois do corte (*cut-off*) do campo primário.

Em bons condutores o campo secundário é de longa duração e é registado na maior parte dos canais, em condutores fracos o campo secundário regista apenas os canais gravados logo após o campo primário ficar inativo (Kearey, P., & Brooks, M., 2002).

A profundidade de exploração alcançada pode variar desde dezenas de metros a mais de mil metros, dependendo do tamanho do *loop*, do poder do transmissor e do nível de ruído do ambiente (McNeill, J. D., 1980).

O TDEM oferece uma performance em termos de profundidade superior ao FDEM. (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

Este método é frequentemente usado em prospeções de águas subterrâneas, fontes geotermiais, em mapeamento litológico, prospeção mineira e aplicações em engenharia (McNeill, J. D., 1980).

3.2 - Criação do campo magnético primário

Nos métodos eletromagnéticos, o campo magnético primário é geralmente criado utilizando um loop de cabo elétrico.

A força do campo magnético é quantificada pelo momento magnético dipolo (m) dado pela equação 1, na qual I é a corrente em amperes, n é o número de voltas do *loop* e A é a área do loop em metros quadrados. O momento dipolo é expresso em Am^2 .

$$m = nIA \quad (1)$$

Sendo assim, aumentado o número de voltas e/ou aumentando a corrente, o momento dipolo é consequentemente aumentado. E, quanto maior o momento dipolo, mais forte será o campo primário e mais fortes serão as *eddy currents* induzidas.

Existem várias vantagens em utilizar *loops* de grandes dimensões, uma vez que, como referido acima e atendendo à equação anterior, *loops* maiores serão capazes de provocar um momento dipolar maior e a força do campo será então maior fazendo com que alvos a maiores profundidades possam ser detetados (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.3 - Eddy currents

A indução das *eddy currents* ocorre instantaneamente e simultaneamente às variações no campo primário e nos condutores onde uma componente do campo magnético os intersesta perpendicularmente. De acordo com a Lei de Faraday, quanto mais rápida a variação no campo primário, mais fortes serão as *eddy currents* induzidas.

Num corpo condutor equidimensional, como por exemplo corpos planares, as *eddy currents* circulam independentemente da direção do campo primário que intersesta o corpo (Figura 12a). Pelo contrário, em corpos condutores esféricos, as *eddy currents* circulam dependendo apenas da direção do campo magnético primário, ou seja, se se mudar a direção do campo, movendo o loop transmissor, a orientação das correntes também muda (Figura 12b) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

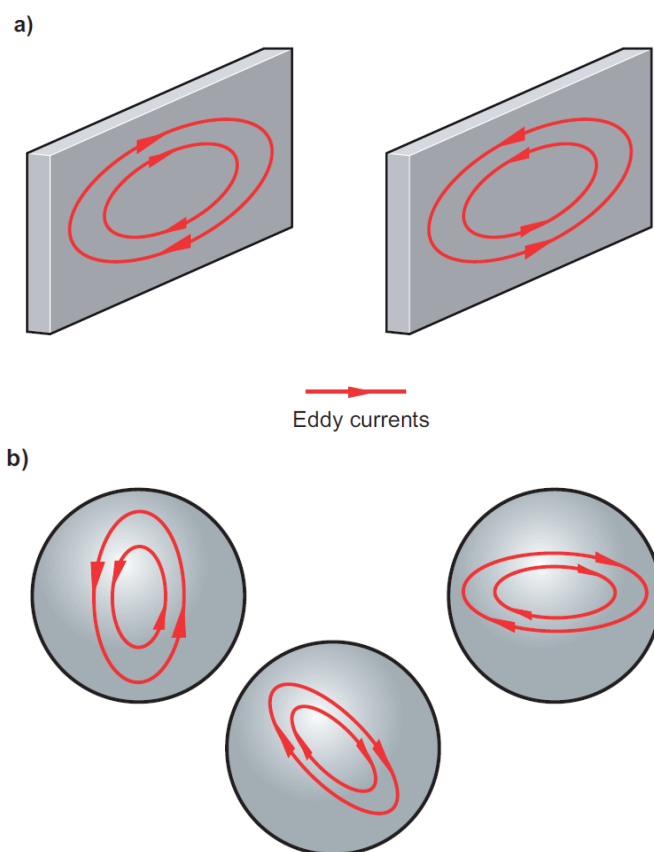


Figura 12 – Orientação das *eddy currents* em condutores homogêneos. O sistema de correntes é orientado no plano de condutores planares (a), e perpendicular à direção do campo primário em condutores esféricos (b) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Num ambiente geológico real, os condutores são muitas vezes eletricamente heterogêneos devido à sua mineralogia e/ou textura que poderão conduzir as correntes por zonas mais condutivas dos corpos, influenciando a orientação do fluxo das correntes.

O sistema das *eddy currents* é também influenciado pela mudança no fluxo destas nas rochas encaixantes e outros condutores na vizinhança.

Inicialmente, quando o campo magnético primário é desligado, as *eddy currents* circulam na superfície do condutor, mas, à medida que o tempo vai passando as correntes vão perdendo energia, maioritariamente por calor devido à resistência do condutor, e tornam-se mais fracas deslocando-se para o centro do corpo (Figura 13).

Como o decaimento destas correntes depende das propriedades elétricas e geometria do condutor, a análise do campo magnético secundário pode fornecer informações acerca da distribuição da condutividade.

Logo após o campo primário ser desligado, a força das correntes depende maioritariamente da forma do corpo condutor e, portanto, oferece informações acerca da sua geometria. Mais tarde, as *eddy currents* deslocam-se para o interior do corpo, como referido anteriormente, ficando dependentes da sua condutividade (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

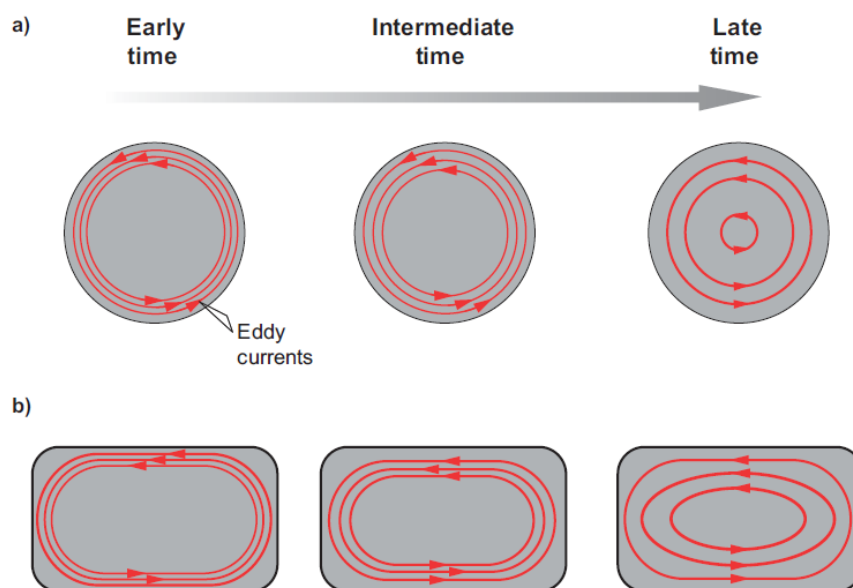


Figura 13 – Distribuição temporal das *eddy currents* em (a) corpos condutores esféricos e (b) planares (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.4 - Medições *on-time* e *off-time*

O método TDEM é baseado na medição da resposta do solo a uma mudança abrupta no campo magnético primário.

A força do campo magnético secundário é medida como função do tempo desde o *turn-off* (ou *turn-on*) do campo primário, conhecido por *delay time*.

As medições realizadas para um dado *delay time* são designadas de canais

Para a maior parte dos sistemas, as medições são realizadas após o *turn-off* do pulso de corrente, quando o campo primário está ausente. Estas são designadas de medições *off-time*, e foram as realizadas durante o trabalho de campo da presente dissertação.

Contrariamente às anteriores, as medições *on-time* são realizadas na presença do campo primário (Figura 14).

A sincronização entre o transmissor e o recetor deve ser bastante precisa uma vez que as medições são feitas em intervalos de milissegundos. Cada medição é feita num determinado *delay time*, no entanto, a maior parte dos métodos eletromagnéticos realiza um grande número de medições para várias repetições do pulso transmitido. Isto leva a que as várias medições idênticas possam ser acumuladas (*stacked*) de maneira a que o ruído possa ser suprimido.

As medições *on-time* são afetadas pelas variações na localização do transmissor e do recetor, é então necessária uma monitorização precisa da geometria do sistema de forma a minimizar os efeitos causados pelo ruído. As medições *off-time* são menos afetadas (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

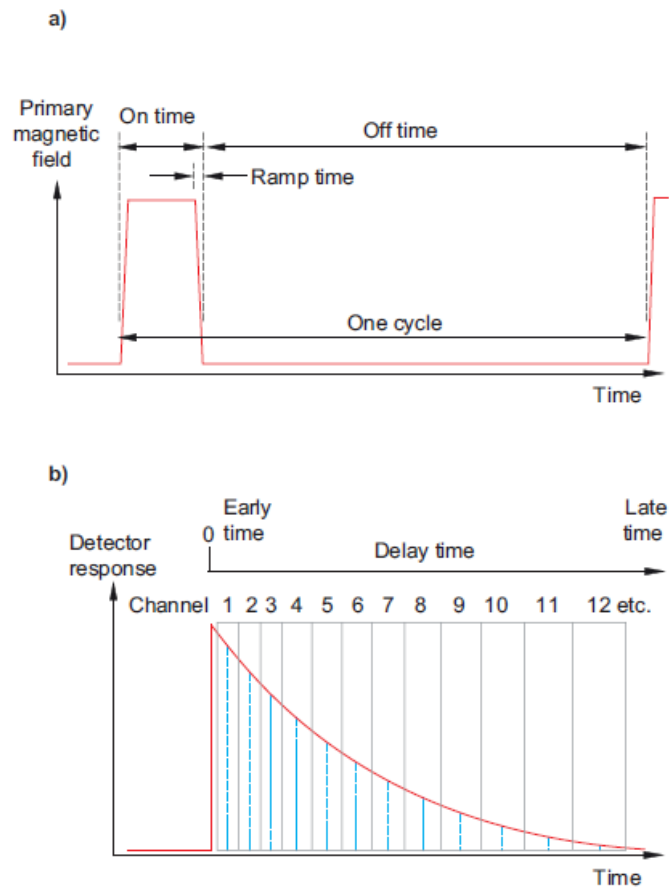


Figura 14 – Ilustração esquemática das (a) medições *on-time* e *off-time* e da (b) canais para medição do decaimento do campo eletromagnético secundário (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.5 - Profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos

A profundidade de penetração de um campo eletromagnético está dependente da sua frequência e da condutividade elétrica do meio onde este se está a propagar.

A amplitude dos campos eletromagnéticos tende a diminuir exponencialmente com o aumento da profundidade.

A amplitude da radiação eletromagnética, A_d , como função da profundidade em relação à sua amplitude original, A_0 , à superfície, é dada pela equação (3).

A profundidade de penetração, d , pode ser definida como a profundidade à qual a amplitude do campo, A_d , decresce devido a um fator, e^{-1} , comparado com a sua amplitude à superfície, A_0 . A profundidade de penetração é dada pela equação (4) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

$$A_d = A_0 e^{-1} \quad (3)$$

$$d = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (4)$$

3.6 - Resistividade aparente no TDEM

A resposta de voltagem pode ser dividida em três estádios. Um estágio inicial, no qual a resposta é constante através do tempo; um estágio intermédio, onde a resposta varia continuamente com o tempo; e um estágio tardio, no qual a resposta é uma linha reta (Figura 15).

A seguinte equação (5) mostra a variação da resposta com o tempo e condutividade, onde: $V(t)$ é a voltagem de saída (*output*) de uma bobine com uma única volta de 1m^2 ; k_1 é uma constante; M corresponde ao produto da corrente em amperes com a área em m^2 ; σ é a condutividade do terreno em siemens/metro; e t é o tempo em segundos.

$$V(t) = \frac{k_1 M \sigma^{\frac{3}{2}}}{t^{\frac{5}{2}}} \quad (5)$$

Para o TDEM, ao contrário das medições convencionais de resistividade, nas quais a voltagem medida varia linearmente com a resistividade do terreno, a voltagem, $V(t)$, varia com $\sigma^{\frac{3}{2}}$.

Para fazer com que as curvas induzidas sejam mais representativas da estrutura de resistividade, é possível converter as curvas voltaicas em curvas de resistividade aparente (Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000).

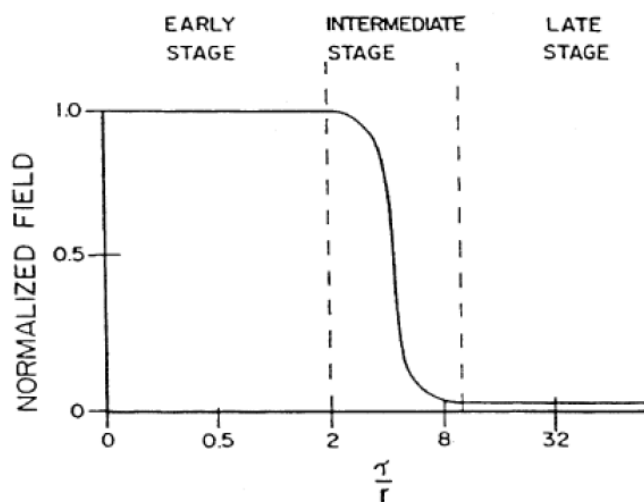


Figura 15 – Comportamento da resposta em função do tempo

3.7 - Fatores que afetam os dados de TDEM

3.7.1 - Efeito Superparamagnético e Efeito de Polarização Induzida

Existem dois fenómenos físicos que afetam a eficiência da interpretação geológica dos dados obtidos de TDEM, ambos associados com a dispersão de frequência das propriedades eletromagnéticas das rochas:

- Efeito Superparamagnético (efeito *SPM*)
- Efeito de Polarização Induzida (efeito *IP*)

Estudos dos efeitos *SPM* realizados em várias partes do mundo, revelaram que este ocorre com maior intensidade em áreas de rochas sedimentares vulcânicas e efusivas, sendo que, as formações de argila que cobrem as rochas parentais são as mais superparamagnéticas. Estes efeitos são produzidos em condições de longo *permafrost* e localizados normalmente nos limites de zonas de rochas em descongelação. Efeitos *SPM* significantes são observados em glaciares ou em rochas muito resistivas (Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000).

O efeito *SPM* é também designado de viscosidade magnética. Um campo magnético externo provoca o alinhamento dos domínios magnéticos de um material ferromagnético com o mesmo. Existe um atraso entre a remoção do campo e o retorno dos dipolos magnéticos ao seu estado original.

Este efeito faz com que o solo pareça mais condutivo do que realmente é. Quanto maior for a força do campo primário, maior será a força do efeito *SPM* (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Os efeitos *IP* são observados em horizontes de depósitos de argila com boa condutividade. Tal como os efeitos *SPM*, também ocorrem em glaciares e rochas em condições *permafrost*, bem como em depósitos muito poluídos por contaminações industriais (Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000).

É geralmente assumido que, nos métodos eletromagnéticos, a condutividade do solo é independente da frequência. Se este não for o caso, condutores polarizáveis e solo polarizável tornam-se eletricamente carregados a delay times iniciais devido à circulação das *eddy currents* (Flis *et al.*, 1989 in Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Mais tarde, quando as *eddy currents* já estão mais fracas, a polarização é descarregada através do solo e o campo magnético associado a esta descarga é medido pelo sistema eletromagnético. Esta descarga tem polaridade oposta à das *eddy currents* e reduz a amplitude da resposta secundária. Em delay times tardios, os efeitos *IP* podem produzir taxas de decaimento anómalas ou até reverter a polaridade do decaimento secundário medido (Figura 16) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

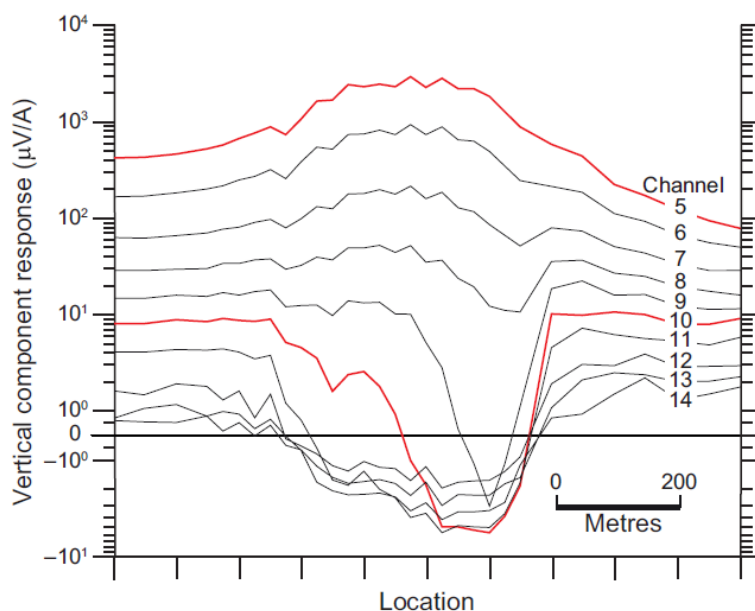


Figura 16 – Amplitudes negativas nos dados TDEM indicativas da atuação de efeitos *IP* (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.7.2 – Ruído

Qualquer medição realizada durante um levantamento geofísico será contaminada com sinais indesejáveis. Estes sinais são conhecidos por ruído e constituem uma fonte de erro numa medição de sinal coerente.

A quantidade de sinal e ruído é quantificada pela razão sinal-ruído ou “*signal-to-noise ratio*” (SNR) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). Em circunstâncias favoráveis, a razão SNR é elevada, de modo a que o sinal seja facilmente identificado e extraído para análise posterior (Kearey, P. & Brooks, M., 2002). Se os valores desta razão forem menores que um, será bastante difícil retirar informação útil da medição, ou seja, a amplitude do sinal, nível de sinal, deverá ser o maior possível, e a amplitude de ruído, nível de ruído, deverá ser o menor possível.

Muitas vezes, nos métodos ativos, é possível melhorar o SNR, alterando, por exemplo, a amplitude e/ou frequência. No entanto, nos métodos passivos já é mais complicado uma vez que não há controlo sobre o transmissor natural.

O sinal depende unicamente do(s) objetivo(s) do levantamento, ou seja, qualquer informação que não obedeça a este(s) objetivo(s) é considerada ruído.

Existem dois tipos de ruído que poderão afetar as medições feitas num levantamento geofísico: o ruído ambiental ou ruído aleatório, que provém de efeitos sem relação com o levantamento geofísico e originados pelo ambiente local (Dentith, M. & Mudge, S., 2014); e o ruído metodológico ou ruído coerente, que inclui consequências indesejadas geradas pelo levantamento sem interesse na interpretação geológica.

Frequentemente o SNR é baixo e é necessário um processamento especial para realçar a informação útil, o sinal.

O ruído aleatório pode ser suprimido repetindo as medições e calculando a sua média.

O ruído coerente pode ser retirado através da sua identificação e aplicação de filtros durante o processamento de dados (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

3.7.2.1 - Ruído ambiental ou aleatório

O ruído ambiental pode ser categorizado conforme a sua origem; sendo geológico ou não-geológico.

O ruído ambiental geológico é produzido pela geologia, incluindo a topografia.

O ruído ambiental não-geológico é originado na atmosfera e no espaço bem como respostas antrópicas associadas a atividades humanas.

O vento é uma fonte comum de ruído que provem da atmosfera fazendo com que objetos presos ao solo, como por exemplo, árvores e edifícios, se movam provocando ruído em levantamentos sísmicos, eletromagnéticos e gravimétricos.

A variabilidade e imprevisibilidade de fenómenos naturais, como a radioatividade emitida pelo solo, causam a variação de níveis de ruído durante um levantamento geofísico.

O ruído antrópico inclui os efeitos causados por vedações metálicas, edifícios, cabos de alta tensão, parques aerogeradores eólicos e outras infraestruturas. Estas estruturas podem irradiar energia provocando interferências durante as leituras geofísicas.

As duas formas mais problemáticas de ruído geológico são a associada com o subsolo pouco profundo e a associada com a topografia, sendo que esta última é conhecida por efeito topográfico.

Em terrenos escarpados/acidentados, a topografia cria ruídos, causando variações na distância entre os transmissores e/ou os recetores e as estruturas na superfície que provocam alterações nas respostas.

Uma fonte significativa de ruído geológico é o ambiente próximo da superfície, nomeadamente o rególito, que pode provocar mudanças e afetar as respostas geofísicas. O maior problema é causado pela tendência que este ambiente tem em conter mudanças complicadas nas propriedades físicas, tanto vertical como lateralmente. No entanto, quando o rególito não é demasiado espesso, o grau e profundidade de meteorização presente pode ser prejudicial uma vez que algumas propriedades físicas são afetadas pelos processos de meteorização.

Por outro lado, estruturas a maiores profundidades que os alvos de interesse provocam respostas, as quais se designam de respostas regionais, constituindo também uma forma de ruído geológico (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.7.2.2 - Ruído metodológico ou coerente

O ruído metodológico pode ser introduzido durante a aquisição, processamento ou exibição de dados.

O ruído que é criado durante a aquisição de dados pode ser uma consequência inevitável da energia emitida pelo transmissor.

O ruído originado dentro do sistema é designado de ruído instrumental. Este ruído, apesar de não poder ser eliminado na sua totalidade, é produzido em pequenas quantidades em instrumentos digitais modernos.

O ruído é também causado pela natureza inerente do parâmetro que se pretende medir.

3.7.3 - Efeitos de anisotropia

A anisotropia elétrica afeta todas as medições eletromagnéticas. Esta afeta a orientação do sistema de eddy currents induzido, podendo causar também uma mudança na condutividade (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.7.4 - Efeitos antrópicos e topográficos

Como já foi referido anteriormente, estruturas feitas pelo Homem, tais como vedações eletrificadas e cabos de alta tensão, podem produzir respostas eletromagnéticas que irão afetar os dados recolhidos durante o levantamento. Estas estruturas podem ser identificadas através da análise de mapas topográficos e fotografias aéreas.

Os efeitos topográficos podem ser identificados pela observação de correlações entre imagens de condutividade aparente e dados topográficos. Estes efeitos não podem ser removidos, portanto, deve ser incluída a topografia na criação dos modelos e ter em conta os seus efeitos durante a interpretação dos dados do levantamento eletromagnético (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

3.8 - Geometria do sistema: configuração do *loop* transmissor

A geometria do sistema consiste no arranjo, espaçamento, tamanho e orientação do transmissor e do recetor.

Em levantamentos no solo, os *loops* transmissores são geralmente retangulares e consistem numa única volta de cabo isolado colocado à superfície.

A maioria dos sistemas eletromagnéticos fazem a medição vertical (z), ao longo da linha (x) e, por vezes, também através da linha (y).

Quando o transmissor e o recetor estão dispostos no mesmo plano, a configuração diz-se geometria co-planar. Quando os seus eixos estão alinhados, designa-se geometria co-axial.

3.8.1 - Modo “*moving-loop*”

Este modo é bastante eficaz em campanhas de prospeção e quando a direcção da inclinação do corpo condutor é desconhecida.

O transmissor e o recetor são movidos ao longo da linha do levantamento mantendo fixas as suas posições relativas.

A configuração mais comum designa-se “*in-loop*”, na qual o recetor está localizado no centro do loop transmissor (Figura 17a).

Outra configuração é a “*separated-loop*” (Figura 17b) e é usada em levantamentos aéreos bem como em levantamentos no solo. A separação, no solo, entre o centro do loop emissor e o recetor é geralmente o dobro do tamanho do loop.

Neste modo, de “*moving loop*”, o tamanho do loop é, normalmente, 50m x 50m.

Uma das desvantagens prende-se com o fato de que, em zonas acidentadas e/ou com vegetação densa, a colocação do loop torna-se complicada, sendo que a configuração “*in-loop*” requer também o acesso ao centro do loop transmissor.

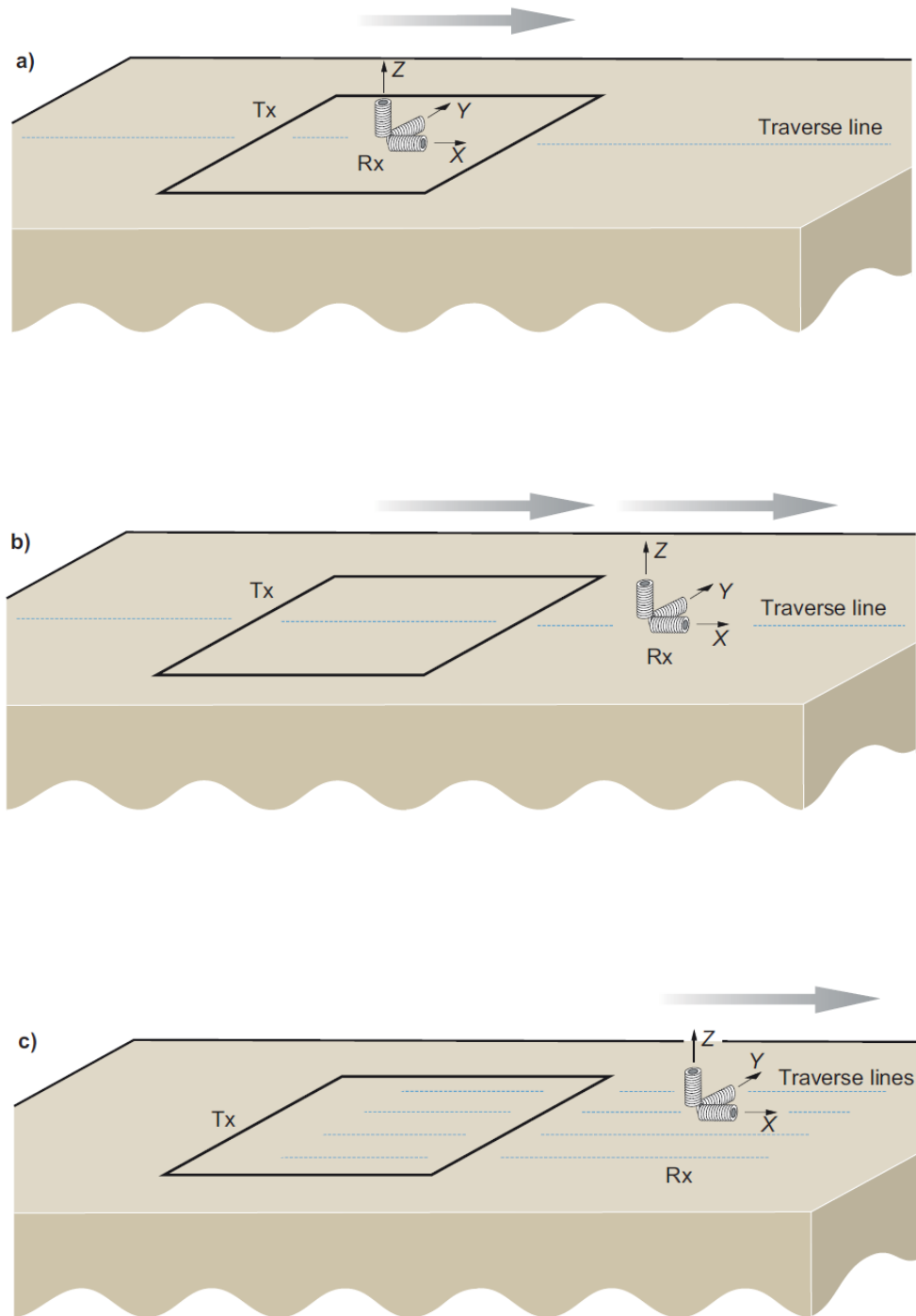


Figura 17 - Configurações do *loop* transmissor (Tx) e do recetor (Rx). No modo "*moving loop*": (a) configuração "*in-loop*" e (b) configuração "*separated-loop*"; e (c) no modo "*fixed-loop*" (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

3.8.2 - Modo “*fixed-loop*”

Este modo é usado em situações nas quais o declive do condutor é conhecido e se pretende atingir profundidades maiores.

O *loop* é fixo durante o levantamento e pode ter dimensões de até 2000m x 1000m.

O recetor é sistematicamente movido ao longo de linhas perpendiculares ao lado maior do loop (Figura 17c). Nos levantamentos “*downhole*”, o recetor é colocado a diferentes profundidades em um ou mais furos.

Este tipo de configuração fornece uma resolução menor em relação às configurações “*moving-loop*”. Ao contrário dos anteriores, este possui uma logística operacional mais simples uma vez que apenas o recetor é movido, no entanto, é necessário um maior esforço na colocação de um *loop* de grandes dimensões que poderá limitar o levantamento a apenas uma localização.

CAPÍTULO 4

APLICABILIDADE DO TDEM

4.1 - Levantamentos eletromagnéticos em meio aéreo (*Airborne*) – *AEM*

Tal como todos os métodos geofísicos aéreos, o método eletromagnético aéreo (*AEM*) oferece a capacidade de levantamento de grandes áreas com eficácia relativamente à velocidade de operação e ao custo (Kearey, P. & Brooks, M., 2002), no entanto, com menor resolução e menos profundidade de penetração que os levantamentos eletromagnéticos no solo.

Os métodos aéreos foram originalmente desenvolvidos no domínio da frequência (*FD-AEM*), mas a necessidade para a exploração de outros tipos de alvos e ambientes geológicos levou ao desenvolvimento de métodos aéreos no domínio do tempo (*TD-AEM*), que atualmente são maioritariamente usados na prospeção mineira e mapeamento geológico.

Em comparação com os *FD-AEM*, os *TD-AEM* apresentam uma *performance* superior em áreas demasiado condutivas (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Existe uma divisão entre sistemas passivos, nos quais só o recetor pode ser transportado no ar, e os sistemas ativos, nos quais ambos, recetor e transmissor, podem ser mobilizados pelo ar.

Os sistemas mais usados são os ativos, uma vez que possibilitam a realização de levantamentos em áreas de difícil acesso. Nestes sistemas são utilizados recetores e transmissores móveis que são elevados no ar e emparelhados com dispositivos de gravação contínua.

Os sistemas ativos compreendem dois tipos principais: separação fixa e quadratura (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

4.1.1 - Aquisição de dados AEM

4.1.1.1 - Sistemas de separação fixa

Nos sistemas de separação fixa, o transmissor e o recetor são mantidos a uma distância fixa entre si, e as componentes reais e imaginárias são monitorizados tal como nos levantamentos realizados no solo. Para manter os sensores a uma separação fixa, são, normalmente, usados dois aviões, que voam um em frente do outro, sendo que o avião de trás transporta o transmissor e o avião da frente transporta o recetor (Figura 18) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

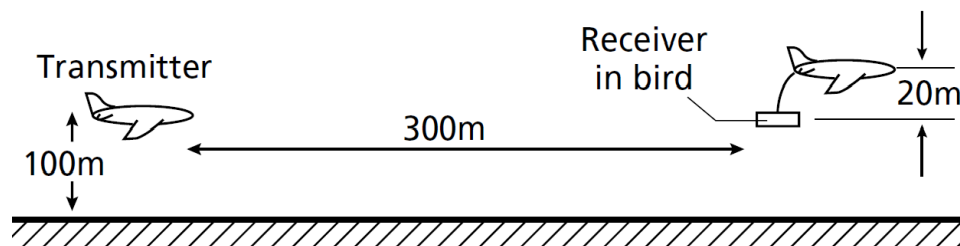


Figura 18 – Levantamento aéreo ativo de separação fixa utilizando dois aviões que transportam o transmissor e o recetor (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

A utilização deste tipo de configuração permite alcançar uma profundidade de investigação maior.

O campo eletromagnético primário é gerado por um transmissor, consistindo em duas bobinas ortogonais entre si colocadas, no avião, perpendiculares à direção de voo. O campo resultante gira sobre a linha de voo e é detetado por um recetor, com uma configuração de bobinas semelhante à do transmissor (Figura 19) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

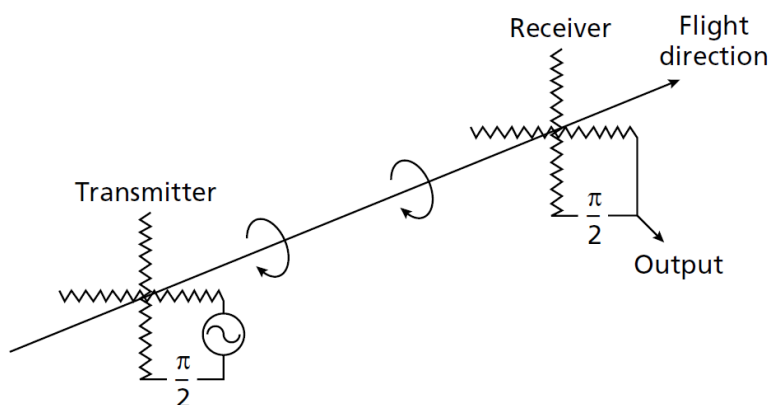


Figura 19 – Campo eletromagnético (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

Apesar da profundidade de investigação ser aumentada e os erros serem minimizados, este método é relativamente caro e a interpretação dos dados é complexa.

Métodos aéreos de TDEM, como o INPUT® (*INduced PULse Trasient*) (Barringer, 1962 *in* Kearey, P. & Brooks, M., 2002), podem ser utilizados para otimizar as medições do campo secundário. O INPUT® tem custos mais elevados do que os outros métodos eletromagnéticos aéreos, no entanto, fornece uma maior profundidade de investigação e uma indicação direta do tipo de condutor presente através da duração do campo secundário.

Os levantamentos eletromagnéticos em meio aéreo podem ser usados, para além da deteção de corpos condutores, como auxiliar no mapeamento geológico (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

4.1.1.2 - Sistemas de quadratura

Os sistemas de quadratura foram os primeiros métodos eletromagnéticos aéreos a serem idealizados.

O transmissor é, normalmente, pendurado entre a cauda e a ponta das asas de uma aeronave e o recetor é rebocado atrás da aeronave por um cabo de cerca de 150 metros de comprimento.

Neste tipo de sistemas a orientação e altura do recetor não pode ser rigorosamente controlada, visto que este oscila, logo, as medições das componentes reais e imaginárias não são possíveis, uma vez que a força do campo varia de maneira irregular com o movimento do recetor.

Uma das desvantagens deste método é o fato de que uma dada mudança de fase pode ser causada por um bom ou um mau condutor (Figura 20).

Este problema pode ser superado através da medição da mudança de fase a duas frequências diferentes (Kearey, P. & Brooks, M., 2002).

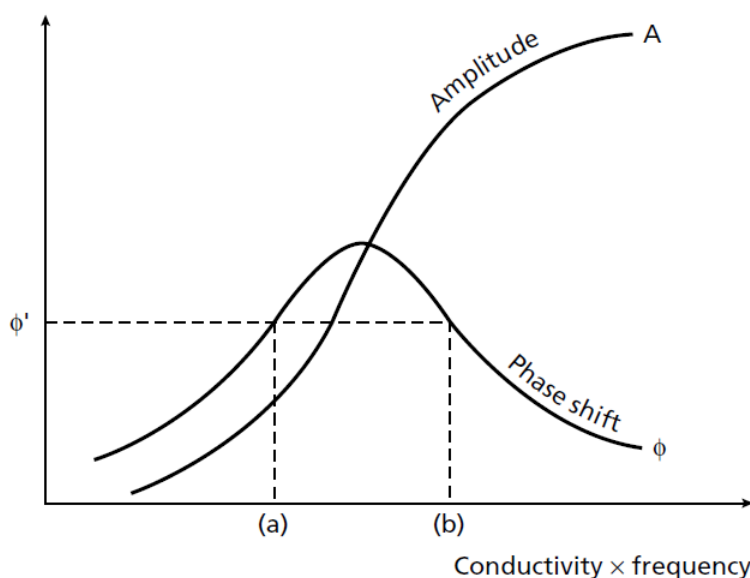


Figura 20 – Relação entre a fase e a amplitude de um campo eletromagnético secundário e o produto da condutividade e frequência, mostrando que uma dada mudança de fase pode resultar de um mau condutor (a) ou de um bom condutor (b) (Kearey, P. & Brooks, M., 2002)

4.1.2 - Visualização e interpretação de dados AEM

A visualização e interpretação dos dados de levantamentos aéreos é idêntica à dos dados dos levantamentos no solo, e os dados são invertidos de modo a obter secções das distribuições de condutividade.

Os problemas na interpretação dos dados são essencialmente os mesmos que nos dados obtidos no solo, além de que variações na altura em relação ao terreno provocam variações na força do campo eletromagnético primário e consequentemente na força dos campos eletromagnéticos secundários (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

4.2 - Levantamentos eletromagnéticos em furo de sondagem (*Downhole*) – *DHEM*

Os levantamentos eletromagnéticos *downhole* utilizam um recetor que é colocado num furo de sondagem.

Os sistemas mais modernos de *DHEM* são os *Time Domain DHEM* (*TD-DHEM*), que usam um *loop* transmissor, de grandes dimensões, colocado no solo realizando as medições com um recetor colocado no furo, em várias distâncias ao longo da trajetória do furo (Figura 21).

O objetivo dos levantamentos *downhole* é a deteção e delineação de alvos eletricamente condutivos nas rochas que rodeiam o furo.

Uma das vantagens deste tipo de levantamentos é o fato de que o recetor, estando colocado abaixo da superfície terrestre, é parcialmente protegido do ruído eletromagnético, logo, a razão sinal/ruído (*SNR*) é geralmente maior do que o obtido com medições na superfície ou em meio aéreo. Além de que, os efeitos provocados por condutores perto da superfície são reduzidos.

Estas vantagens, combinadas com o fato de que o recetor se encontra mais próximo dos alvos em profundidade, fazem com que os levantamentos *DHEM* tenham uma capacidade maior de deteção que os outros tipos de levantamentos.

Estes levantamentos permitem determinar a localização e orientação de um condutor, se uma interseção condutiva é parte de um corpo condutor maior, e a extensão do mesmo.

Os levantamentos *DHEM* são uma das ferramentas geofísicas mais importantes na exploração de mineralizações condutivas.

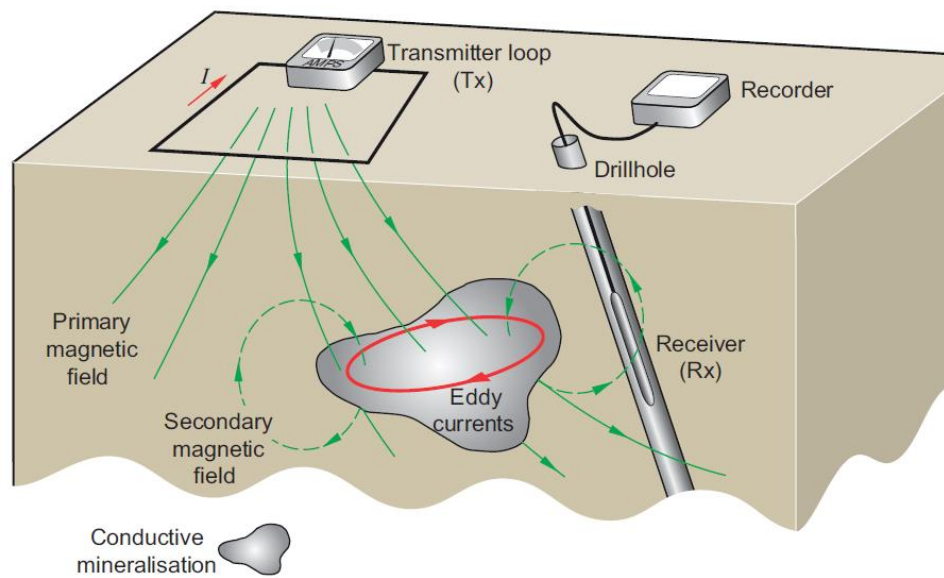


Figura 21 – Sistema típico de levantamentos *TD-DHEM*, usando um *loop* transmissor (*Tx*), localizado à superfície, e um recetor (*Rx*), colocado no furo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

4.2.1 - Aquisição de dados DHEM

Como foi referido anteriormente, na maioria dos sistemas de levantamentos em furos de sondagem, o *loop* transmissor é colocado horizontalmente no solo (Figura 21). Por sua vez, o recetor é localizado dentro do furo.

Os recetores, ou sondas, neste tipo de levantamentos, são normalmente capazes de operar a mais de 3 Km de profundidade, dependendo do seu tamanho.

A transmissão do sinal do campo eletromagnético primário e a gravação dos dados é realizada usando os mesmos equipamentos dos levantamentos à superfície.

Em comparação com os levantamentos na superfície e em meio aéreo, os dados deste tipo de levantamentos são recolhidos numa área relativamente pequena e muitas vezes confinados a um único furo. É então necessário otimizar os procedimentos do levantamento de forma a assegurar a deteção e determinação da geometria, posição e orientação de qualquer condutor presente. Para tal, é necessária a aquisição de medições de três componentes do campo eletromagnético secundário em vários furos e com várias posições do *loop* transmissor.

Tipicamente são utilizadas cinco posições diferentes dos *loops* transmissores (Figura 22a), sendo o levantamento repetido para cada posição. Isto para que todos os potenciais condutores na proximidade do furo sejam estimulados energeticamente. Os dados podem ser também gravados em vários furos apenas com um *loop* transmissor (Figura 22b e c).

O tamanho do *loop* é determinado usando o mesmo critério dos levantamentos no solo à superfície.

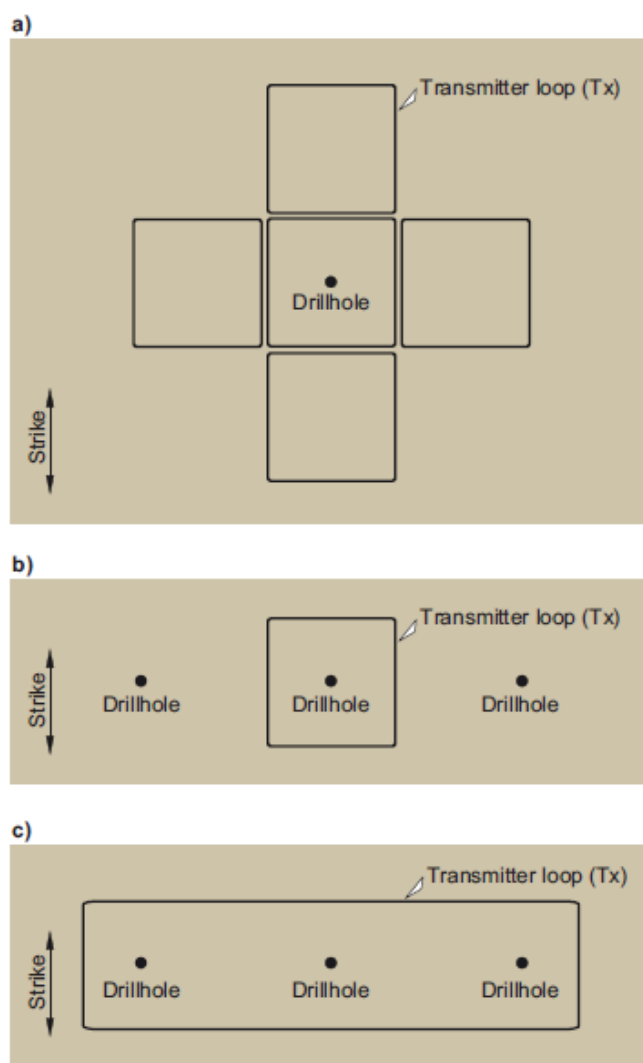


Figura 22 – Disposição do(s) *loop(s)* transmissor(es) nos levantamentos *DHEM*. (a) vários *loops* para um único furo; (b) e (c) um único *loop* para vários furos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014)

Os *loops* múltiplos fazem parte de levantamentos que usam sondas de componente axial, mas, outro tipo de sondas, as de três componentes, conseguem reduzir a necessidade da utilização de múltiplos *loops* e a realização do levantamento em vários furos.

4.2.1.1 - Medições de componente axial

Atualmente, são muito poucos os levantamentos *DHEM* que utilizam este tipo de medições.

É utilizada uma bobine com várias voltas ao longo do eixo do furo, medindo a força do campo eletromagnético na direção do furo.

Os resultados obtidos apresentam uma ambiguidade rotacional, ou seja, a distância até ao condutor e a sua orientação podem ser determinados, mas, o seu azimute relativamente ao eixo do furo, não. Isto requer a repetição do levantamento com o *loop* transmissor em diferentes localizações.

4.2.1.1 - Medições de três componentes

As sondas de três componentes consistem em três bobines perpendiculares, ou sensores magnéticos, que medem a componente axial e duas componentes radiais.

Este tipo de medições fornece uma determinação completa da orientação dos campos eletromagnéticos primários e secundários no local da medição.

Uma das vantagens destas medições é a redução do tempo e custo dos levantamentos *DHEM* uma vez que não é necessária a realização de medições com várias posições do *loop* transmissor ao longo do furo.

4.2.2 - Visualização e interpretação de dados *DHEM*

Em levantamentos *DHEM*, geralmente, não é possível obter imagens da condutividade de dados de múltiplos furos, por isso, é necessária uma apresentação e visualização dos dados e um *software* de modelação especiais.

Os dados são então apresentados num perfil 3D que permite a visualização das posições relativas dos furos, condutores e loops transmissores.

Nestes levantamentos, os corpos condutores podem estar localizados em qualquer lado à volta do recetor, produzindo uma vasta variedade de respostas. O processo de interpretação trata de identificar as respostas, podendo estas ser resultantes de corpos condutores intersetados pelo furo, *in-hole*, ou localizados fora do furo, *off-hole*.

Para os primeiros, as respostas variam dependendo da maneira como o furo intersetou o corpo, na sua região central ou num dos extremos.

A localização do corpo condutor, bem como a sua orientação e tamanho, pode ser interpretada com base na relação entre as respostas obtidas e as suas polaridades.

Durante a interpretação dos dados de *DHEM*, devem ser tidas em consideração respostas relativas a rochas encaixantes condutivas, fenómenos de polarização induzida e camadas com uma sobrecarga de condutividade.

CAPÍTULO 5

TRABALHO DE CAMPO: AQUISIÇÃO DE
DADOS, TRATAMENTO E RESULTADOS

5.1 - Materiais

Os materiais utilizados durante a realização da componente prática da presente dissertação foram os listados abaixo:

- Transmissor TEM-200; constituinte do sistema AIE-2 (Figura 23, 25 e 31)
- Recetor TEM-IP; constituinte do sistema AIE-2 (Figura 24, 25 e 31)
- Cabo elétrico com cerca de 200 metros de comprimento (Figura 26)
- Bateria de 12V (Figura 27 e 31)
- Cabos de ligação que permitem a sincronização entre o transmissor e o recetor (Figura 28 e 31)
- Módulo *wireless* (Figura 29)
- *Pocket computer* (Figura 30)



Figura 23 - Transmissor TEM-200; constituinte do sistema AIE-2.



Figura 24 - Recetor TEM-IP; constituinte do sistema AIE-2.



Figura 25 – Ligação entre o transmissor TEM-200 e o recetor TEM-IP



Figura 26 - Cabo elétrico com cerca de 200 metros de comprimento



Figura 27 - Bateria de 12V



Figura 28 - Cabos de ligação que permitem a sincronização entre o transmissor e o recetor



Figura 29 – Módulo *wireless* para ligação entre o sistema e o *pocket computer*



Figura 30 - *Pocket computer*



Figura 31 – Ligação entre os vários componentes do sistema que permite a aquisição dos dados no campo

5.2 – Aquisição de dados de campo

O trabalho prático da presente dissertação teve como objetivo a caracterização da zona oriental de Vila Pouca de Aguiar, mais propriamente a zona entre Vila Pouca de Aguiar e Raiz do Monte (Jales), através da aplicação do TDEM.

Foram realizadas nove sondagens, das quais cinco foram obtidas ao longo do vale, e as restantes quatro foram obtidas na parte oriental do vale (Figura 32; Tabela 1).

A escolha dos locais para a realização das medições teve de ser feita com base em vários fatores que poderiam afetar os dados obtidos:

- Foram então escolhidos locais que tivessem uma área mínima de 50m x 50m, para que fosse possível a colocação do *loop* transmissor.
- Localizações relativamente perto de geradores de energia eólica, cabos de alta tensão e vedações eletrificadas foram evitadas de maneira a reduzir o ruído cultural.
- Outro dos fatores que se teve em consideração foi a escolha de terrenos relativamente planos e de fácil acesso com o intuito de reduzir o ruído associado à topografia.

Como já foi referido anteriormente, o sistema utilizado para a recolha de dados no campo foi o *A/E-2*. Este sistema foi projetado para ser usado durante levantamentos TDEM em várias situações geológicas e com várias configurações do *loop* transmissor.

Os componentes principais constituintes do sistema *A/E-2* são o transmissor de 200 Watt e com capacidade de gerar curtos pulsos elétricos de onda quadrada (geralmente entre 10 e 20 milissegundos) até 10 A. Através destes pulsos elétricos injetados na bobine transmissora (*loop*) o *TEM-200* gera um campo magnético primário que se propaga no subsolo, enquanto que o recetor grava a resposta do campo secundário.

O transmissor *TEM-200* é ligado a um *loop* transmissor, constituído por cabo de cobre multifilar, que é colocado no solo, fornecendo-lhe energia como fonte de um campo magnético primário. São então gerados pulsos de corrente bipolar periódica

retangulares com pausas. Por sua vez, o *loop*, energizado com essa corrente, produz um campo magnético que induz as *eddy currents* no solo.

O recetor *TEM-IP* destina-se à aquisição e conversão digital da voltagem recebida (*input*). As medições durante o *time-off* são registadas continuamente e, posteriormente, os resultados são agrupados em janelas de tempo.

Durante a medição da voltagem, o recetor opera de forma sincronizada com o transmissor. O recetor pode ser controlado através de um computador com uma *interface Bluetooth wireless* ou por um *pocket computer* (Manual Sistema AIE-2).

A configuração do *loop* escolhido foi um único *loop* de cabo, sendo que este desempenhou a função de transmissor, quando a corrente estava ligada, em *time-on*, bem como de recetor, quando a corrente estava desligada, em *time-off*. Foi medido um quadrado de 50 metros x 50 metros, utilizando fitas métricas. Em cada vértice desse quadrado foram colocadas estacas de madeira. O cabo elétrico foi então passado pelas quatro estacas delimitando assim o perímetro do quadrado, e tendo este, 2500 metros quadrados de área. O *loop* foi posteriormente conectado ao sistema AIE-2, sendo que o transmissor *TEM-200* estava ligado a uma bateria de 12V, funcionando como fonte.

Após a ligação do *loop* ao sistema AIE-2 foi necessário abrir o software no *pocket computer* para definir os parâmetros das medições que seriam realizadas. Após vários testes de resposta foi utilizada uma corrente que variou entre 6 a 10 amperes, uma vez que se fosse menos os sinais das janelas de aquisição mais tardias seriam demasiado baixos. Por outro lado, os sinais das primeiras janelas de aquisição saturam facilmente por isso foi necessário aumentar a gama da voltagem inserida de aquisição com um alcance de 10V e ≈ 1000 stacks para melhorar a razão sinal ruído.

5.2.2 - Localização das sondagens

Foram realizadas nove sondagens eletromagnéticas durante o trabalho no campo. A localização escolhida para cada uma foi feita de maneira a que fosse possível traçar dois perfis, um ao longo do vale da Falha Penacova-Régua-Verin, com direção NNE-SSW, e outro na zona oriental do vale e praticamente perpendicular ao anterior, com direção NNW-SSE.

Para a construção do perfil ao longo do vale foram realizadas cinco sondagens: vale_1, vale_2, vpag_1, vpag_2 e tabopan_1 (Tabela 1). No entanto, esta última não foi utilizada posteriormente.

Para o perfil da zona este da falha foram executadas quatro sondagens: capela_1, eólicas_2, guilhado_1 e guilhado_2 (Tabela 1). Contudo, na construção do perfil foi ainda acrescentada a sondagem vale_2 de maneira a que os dois perfis se intersetassem num ponto.

Tabela 1 - Informações das sondagens realizadas no campo: designação e coordenadas (Datum WGS84).

Nº	Nome	Latitude (Datum WGS84)	Longitude (Datum WGS84)
1	Vale_1	41°31'45.30"N	7°37'0.60"W
2	Vale_2	41°30'53.00"N	7°38'6.00"W
3	Vpag_1	41°29'38.00"N	7°38'59.00"W
4	Vpag_2	41°27'40.00"N	7°39'46.00"W
5	Tabopan_1	41°26'47.00"N	7°40'2.00"W
6	Capela_1	41°30'5.00"N	7°37'28.00"W
7	Eolicas_2	41°28'50.00"N	7°37'1.00"W
8	Guilhado_2	41°28'44.00"N	7°36'41.00"W
9	Guilhado_3	41°28'19.00"N	7°36'14.00"W

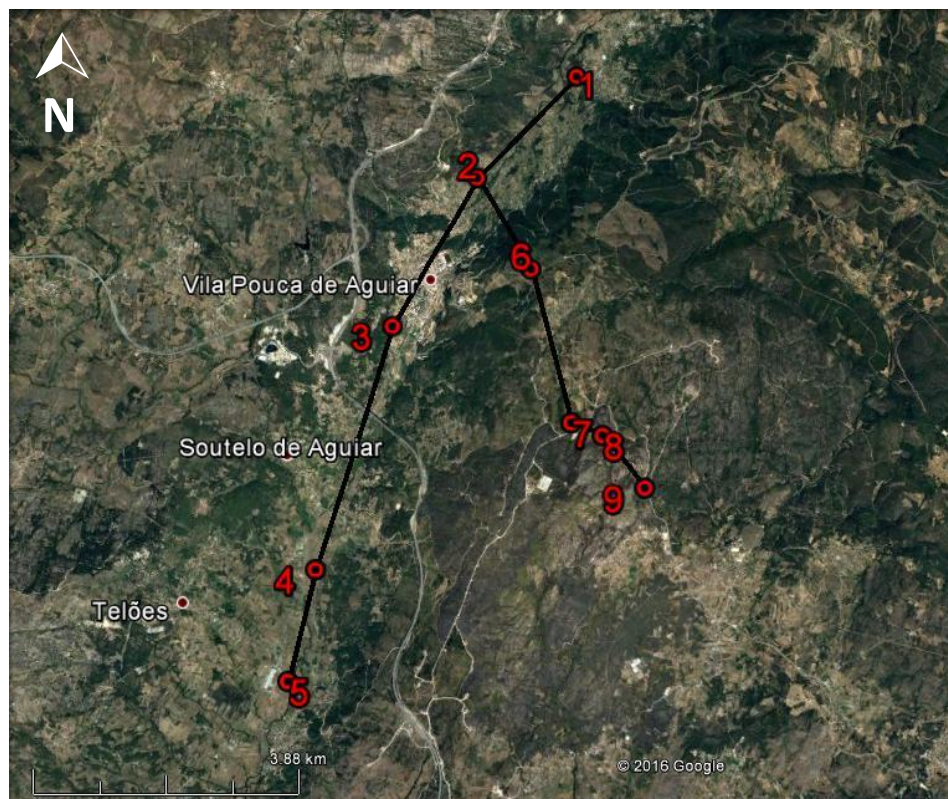


Figura 32 - Imagem retirada do Google Earth assinalando as localizações das sondagens realizadas, bem como o traçado dos dois perfis criados.

Relativamente às litologias intersetadas por cada sondagem, segundo a legenda da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:200 000, as sondagens capela_1, eólicas_2, guilhado_2 e guilhado_3 estão localizadas no Granito da Gralheira, um granito de grão grosseiro de duas micas. A sondagem vale_1 interseta o Granito de Vila Pouca de Aguiar, que é um granito de grão médio a grosseiro com megacristais de feldspato potássico. Já as sondagens vale_2, vpag_1, vpag_2 e tabopan_1 estão situadas em depósitos de cobertura, sendo que a vpag_2 interseta depósitos de terraço essencialmente conglomeráticos e as restantes sondagens intersetam depósitos elúvio-aluviais (aluviões).

5.3 - Tratamento de dados de campo

Para o tratamento dos dados obtidos no campo através do sistema TEM AIE-2, foi utilizado o programa ZONDTEM 1D. Este software permitiu a criação de dois perfis relativos à área em estudo, um perfil ao longo do vale e um perfil na zona oriental do mesmo.

O *software* ZONDTEM 1D é um programa utilizado para a interpretação a uma dimensão de dados obtidos através da aplicação do método *Time Domain Eletromagnetic*, permitindo a solução de problemas geológicos com máxima eficiência. Este programa suporta várias configurações de *loop*, podendo ser estas consideradas convencionais, como por exemplo o *loop* único, ou mais elaboradas (Manual do *software* ZONDTEM 1D).

Iniciando-se a utilização do *software* foi necessária a seleção dos ficheiros referentes aos dados obtidos no campo e para tal recorreu-se à opção “*Open data file*” (Figura 33).

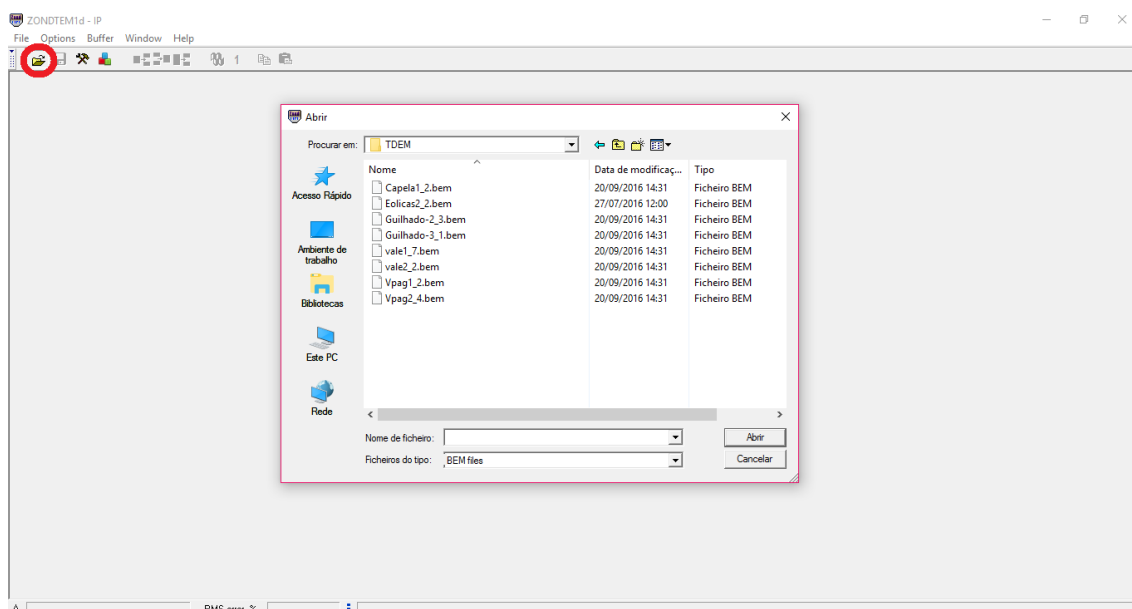
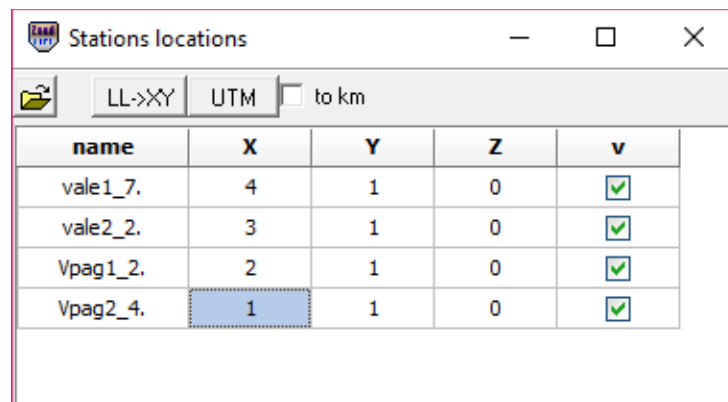


Figura 33 – Software ZONDTEM 1D: seleção dos ficheiros.

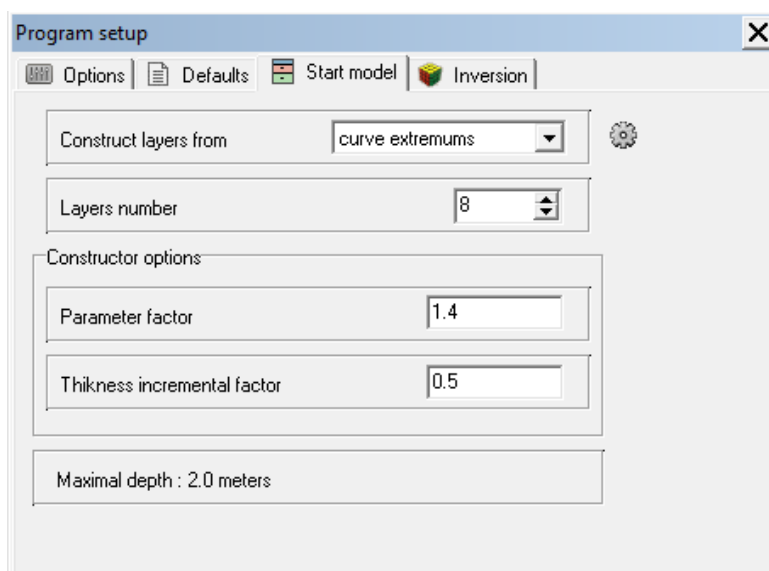
Após a seleção dos ficheiros relativos às sondagens foram atribuídos valores a x, y e z para cada um dos ficheiros de maneira a orientá-los e a manter uma distância entre os mesmos (Figura 34).



name	X	Y	Z	v
vale1_7.	4	1	0	<input checked="" type="checkbox"/>
vale2_2.	3	1	0	<input checked="" type="checkbox"/>
Vpag1_2.	2	1	0	<input checked="" type="checkbox"/>
Vpag2_4.	1	1	0	<input checked="" type="checkbox"/>

Figura 34 – Software ZONDTEM 1D: Atribuição de valores a x, y e z para cada sondagem.

Posteriormente foi definido o número de camadas que teria o modelo, tendo sido escolhido um formato com 8 camadas de modo a não fazer a solução no processo de inversão divagar em demasia pela inerente incerteza do seu dimensionamento e também não ter camadas insuficientes que não permitissem ajustar a variabilidade do modelo (Figura 35).



Program setup

Options | Defaults | Start model | Inversion

Construct layers from: curve extremums

Layers number: 8

Constructor options:

Parameter factor: 1.4

Thikness incremental factor: 0.5

Maximal depth: 2.0 meters

Figura 35 – Software ZONDTEM 1D: Definição do número de camadas para a criação do modelo.

Na função “*Editing Style*” do programa foram abertas, uma a uma, cada sondagem e editados os valores apresentados em cada curva. Por não terem a qualidade necessária foram eliminados os valores de campo de t (s) abaixo de $\approx 10^{-4}$ e acima de $\approx 10^{-3}$. Os primeiros foram eliminados uma vez que o sinal inicial era muito forte e fez com que os valores saturassem; os segundos foram eliminados porque o sinal já era fraco e competia com o ruído ambiental (Figura 36). Após a remoção destes valores errôneos foi utilizada a função “*smoothing*” de maneira a suavizar as curvas (Figura 37).

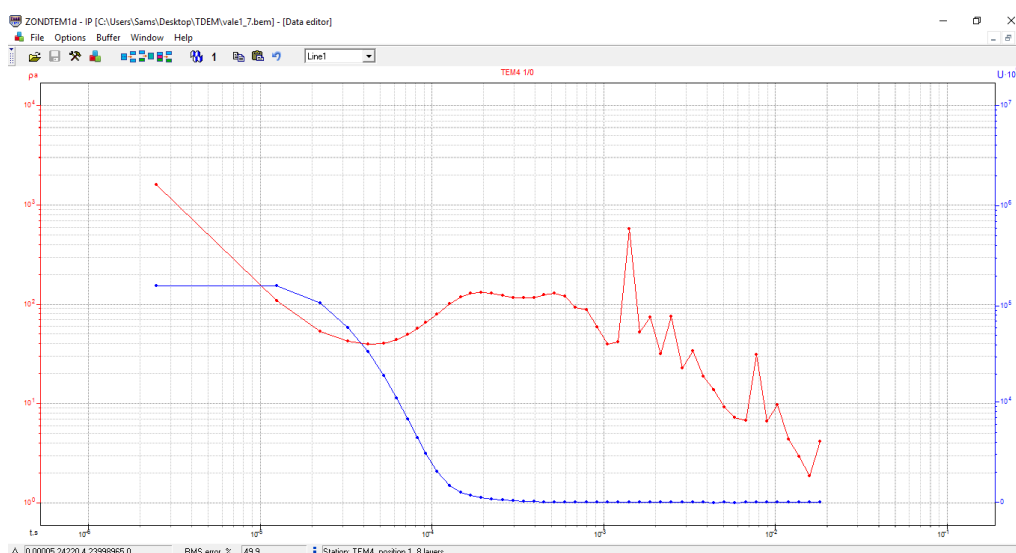


Figura 36 – Software ZONDTEM 1D: curvas antes da remoção de valores e aplicação de *smoothing*.

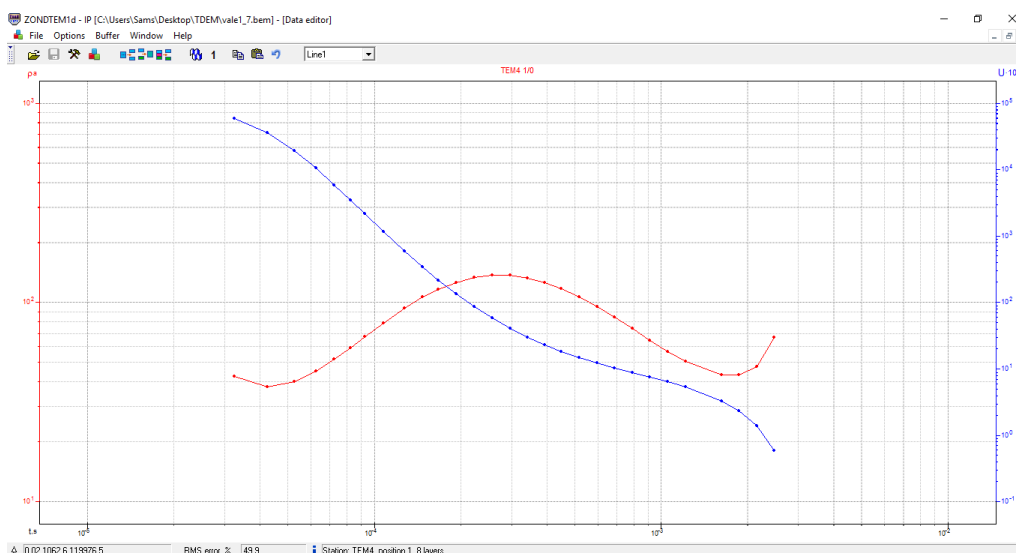


Figura 37 - Software ZONDTEM 1D: curvas depois da remoção de valores e após aplicação de *smoothing*.

Por fim recorreu-se à opção “*Data Inversion*” que permite uma inversão dos dados de apenas um ou todos os locais de cada estação/sondagem. A inversão fornece uma solução não única uma vez que as curvas calculadas podem ser idênticas para diferentes modelos (ambiguidade). Esta função realiza então um ajuste entre as curvas teóricas e de campo permitindo assim a obtenção de um modelo da variação da resistividade elétrica (Figura 38).

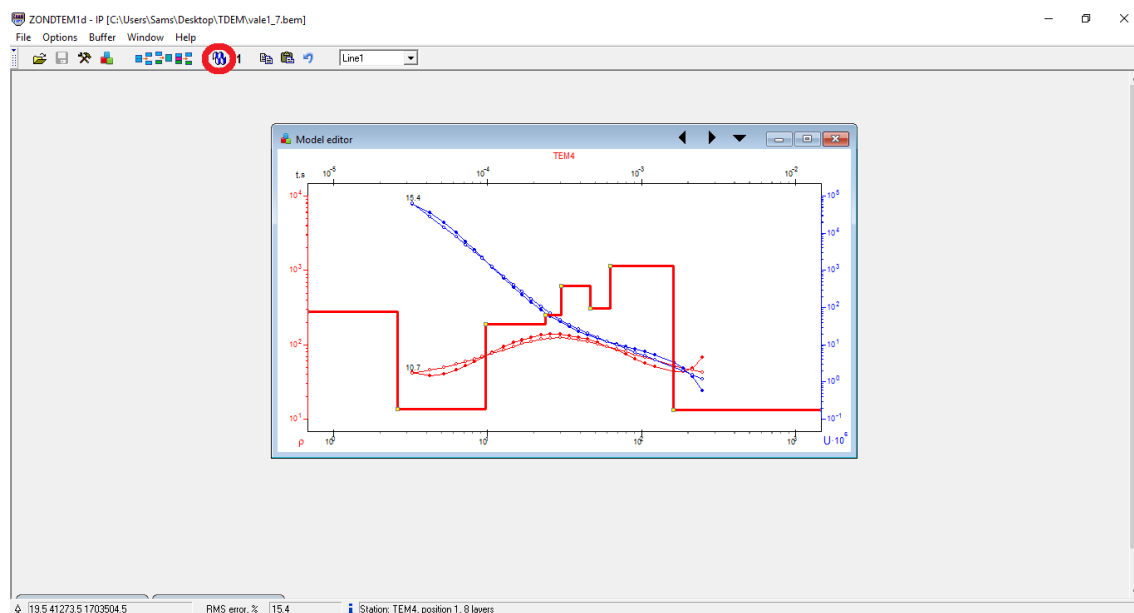


Figura 38 – Software ZONDTEM 1D: inversão dos dados e ajuste entre as curvas teóricas e de campo.

5.4 – Resultados

Na criação do perfil ao longo do vale (sensivelmente NE-SW) (Figuras 39, 40 e 41), foram utilizadas as sondagens: vpag_2, vpag_1, vale_2 e vale_1. Neste perfil não foi utilizada a sondagem tabopan_1. As razões pelas quais esta sondagem não foi utilizada foram o fato de esta ter sido uma das primeiras sondagens a ser realizada no campo e como tal estavam a ser realizados menos *stacks* do que os necessários e a voltagem utilizada foi até 1V quando na realidade deveria ter sido até 10V. Ao utilizar uma voltagem maior (10V), a amplitude de aquisição aumenta e ao serem realizados mais *stacks* a razão sinal-ruído (SNR) será também melhor.

O perfil da parte oriental do vale (Figuras 42, 43 e 44), em direção a Raiz do Monte (W-E), é constituído pelas sondagens capela_1, eólicas_2, guilhado_1 e guilhado_2 e vale_2.

Como se pode verificar em Anexo II, as figuras (Figuras 45 a 52) mostram o resultado da inversão com o par das curvas de potenciais medidos, o par de resistividades aparentes e a sequência de camadas do modelo obtidas na respetiva inversão. Cada um dos pares referidos, de potenciais e resistividades aparentes, correspondem respetivamente aos dados (círculos a cheio) e ao modelo teórico (círculos a vazios).

Perfil do vale

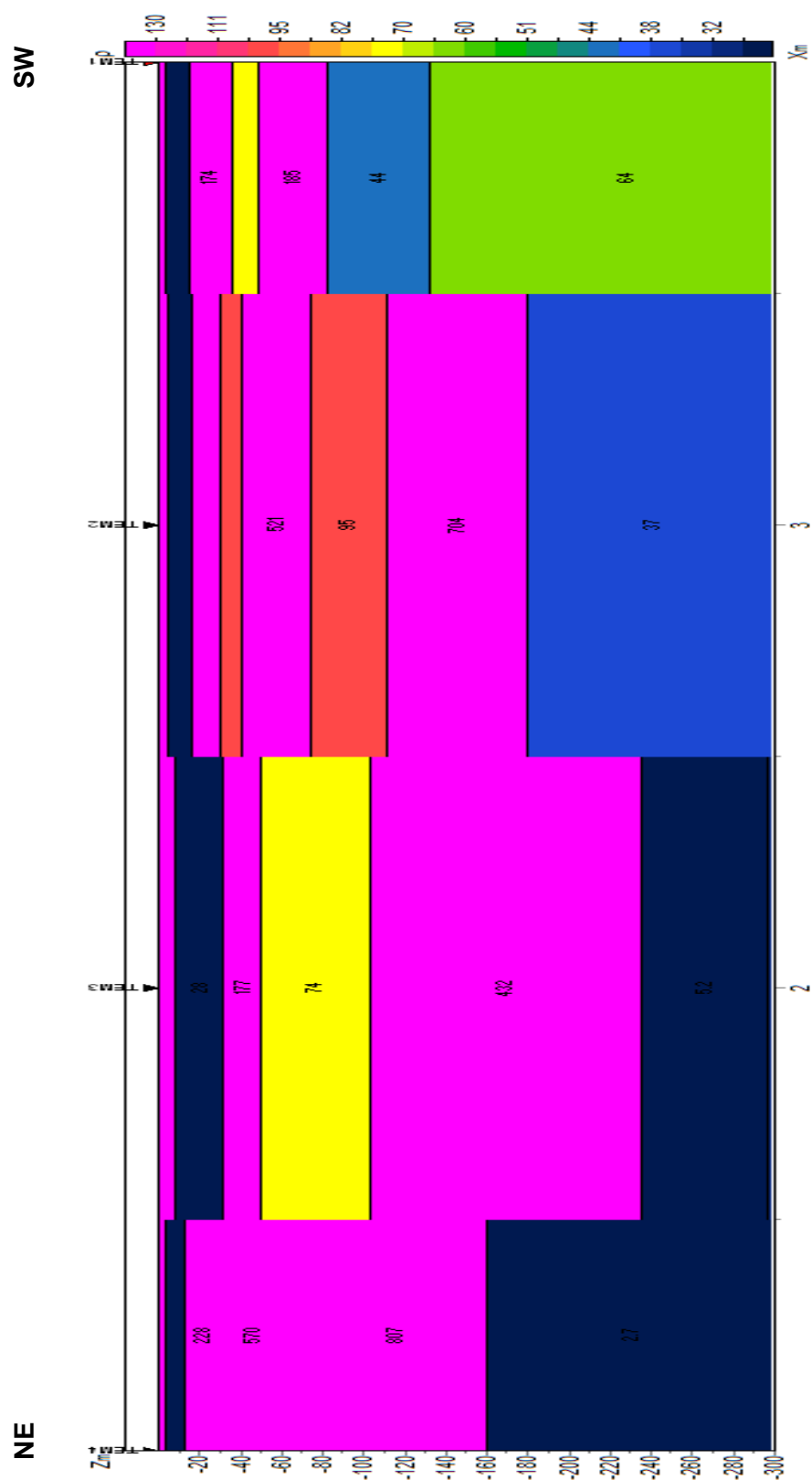


Figura 39 – Perfil do vale, utilizando a opção *layered section*

Perfil do vale

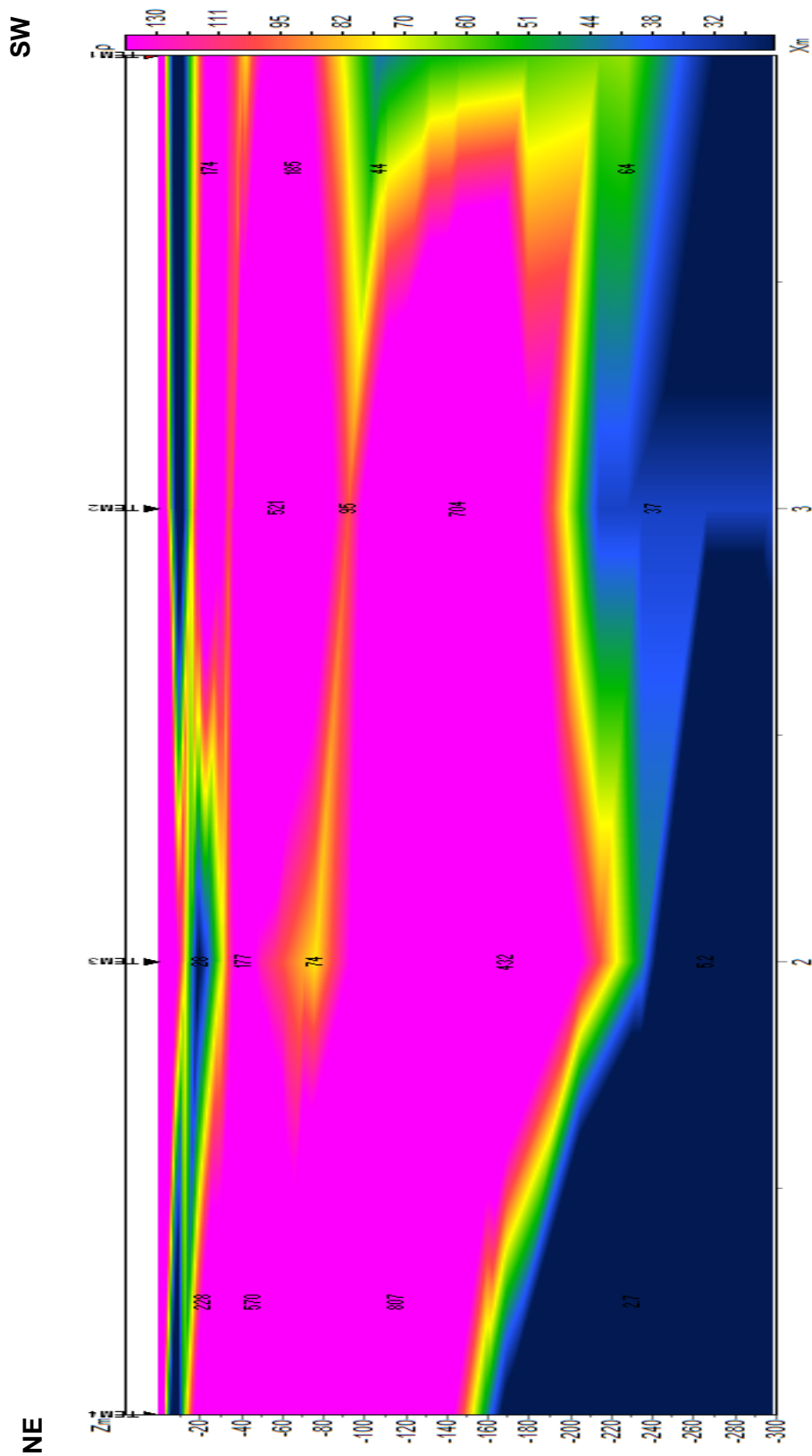


Figura 40 - Perfil do vale, utilizando a opção *contour section*

Perfil do vale

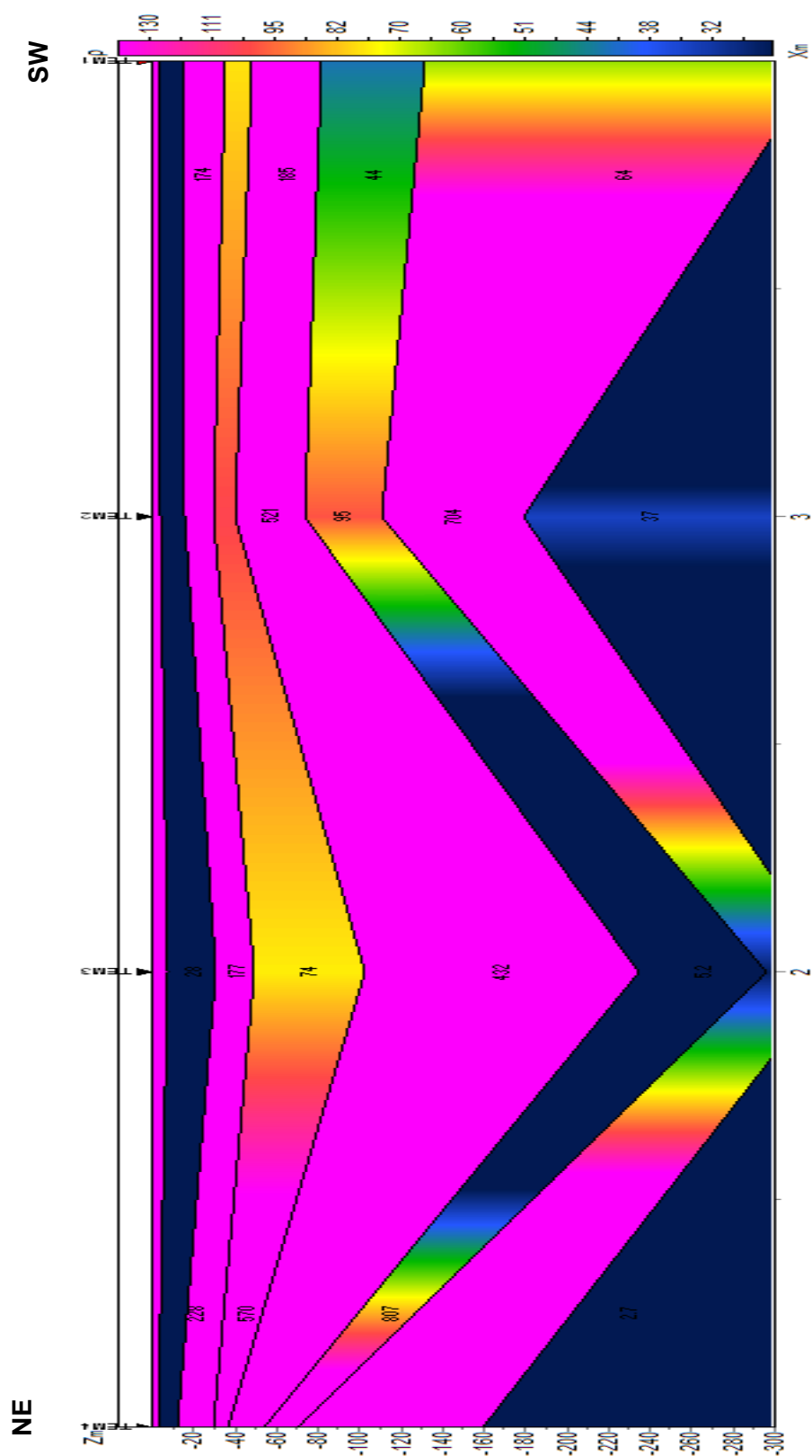


Figura 41 - Perfil do vale, utilizando a opção *smooth section*

Perfil W-E

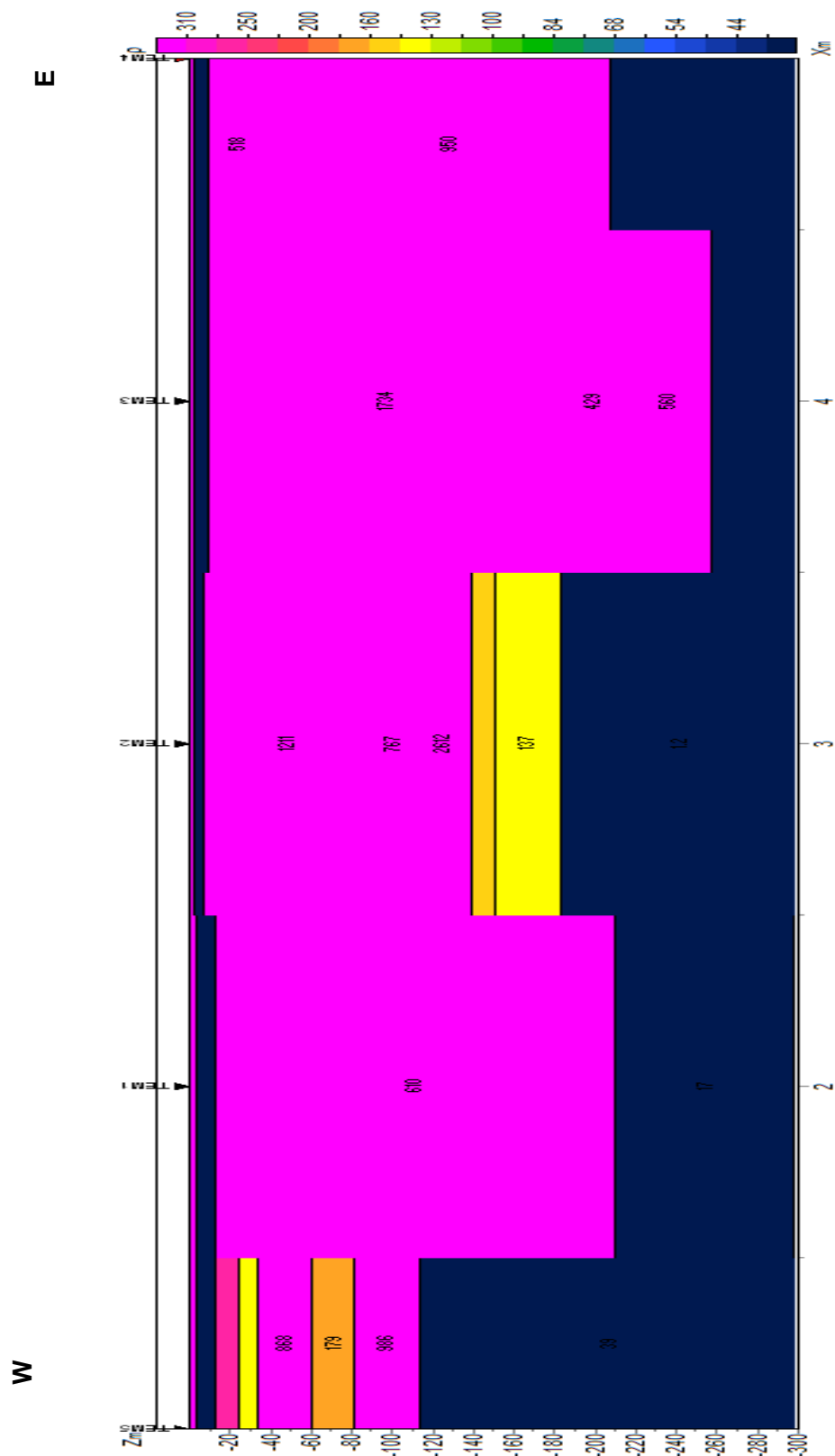


Figura 42 – Perfil W-E, utilizando a opção layered section.

Perfil W-E

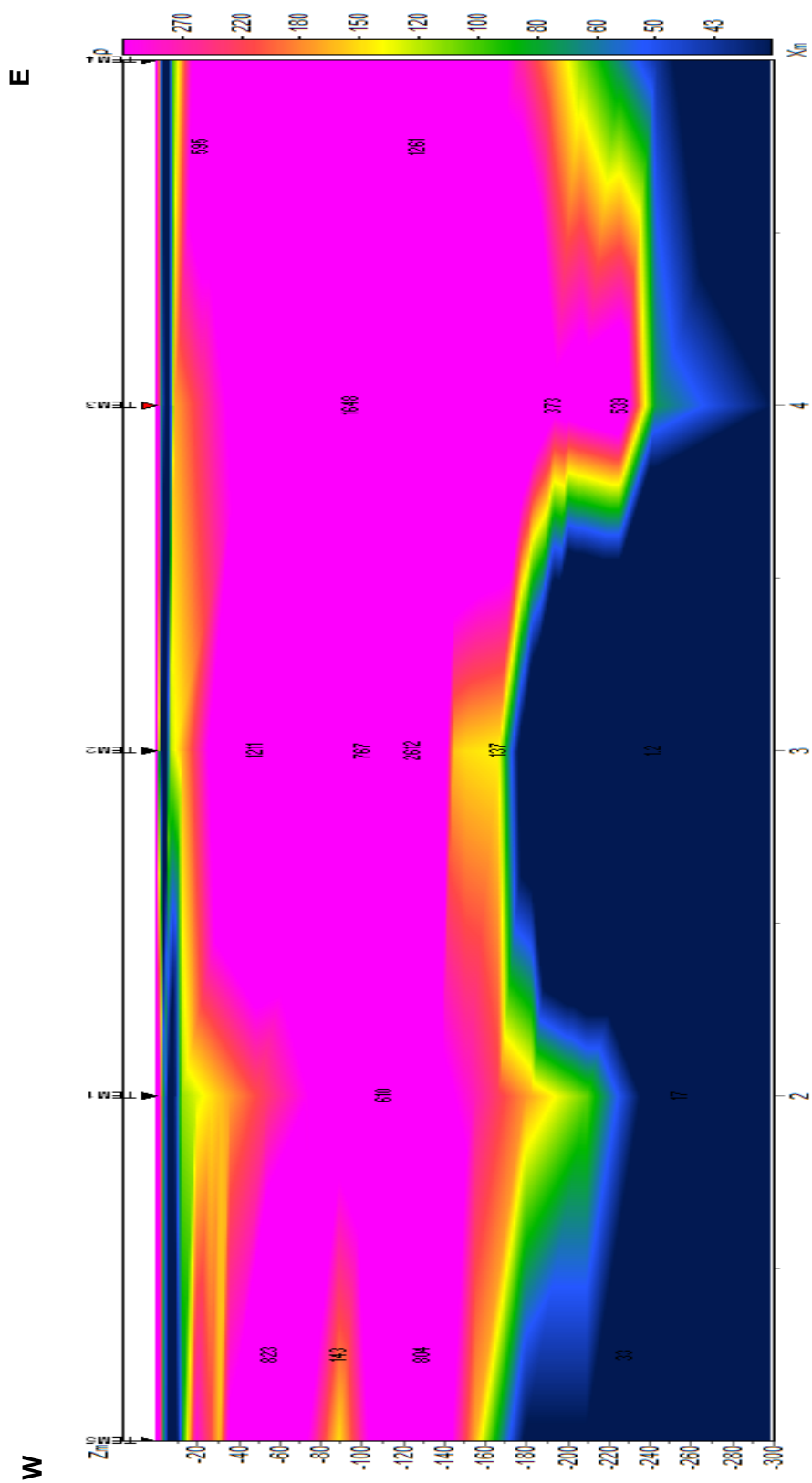


Figura 43 – Perfil W-E, utilizando a opção *contour section*.

Perfil W-E

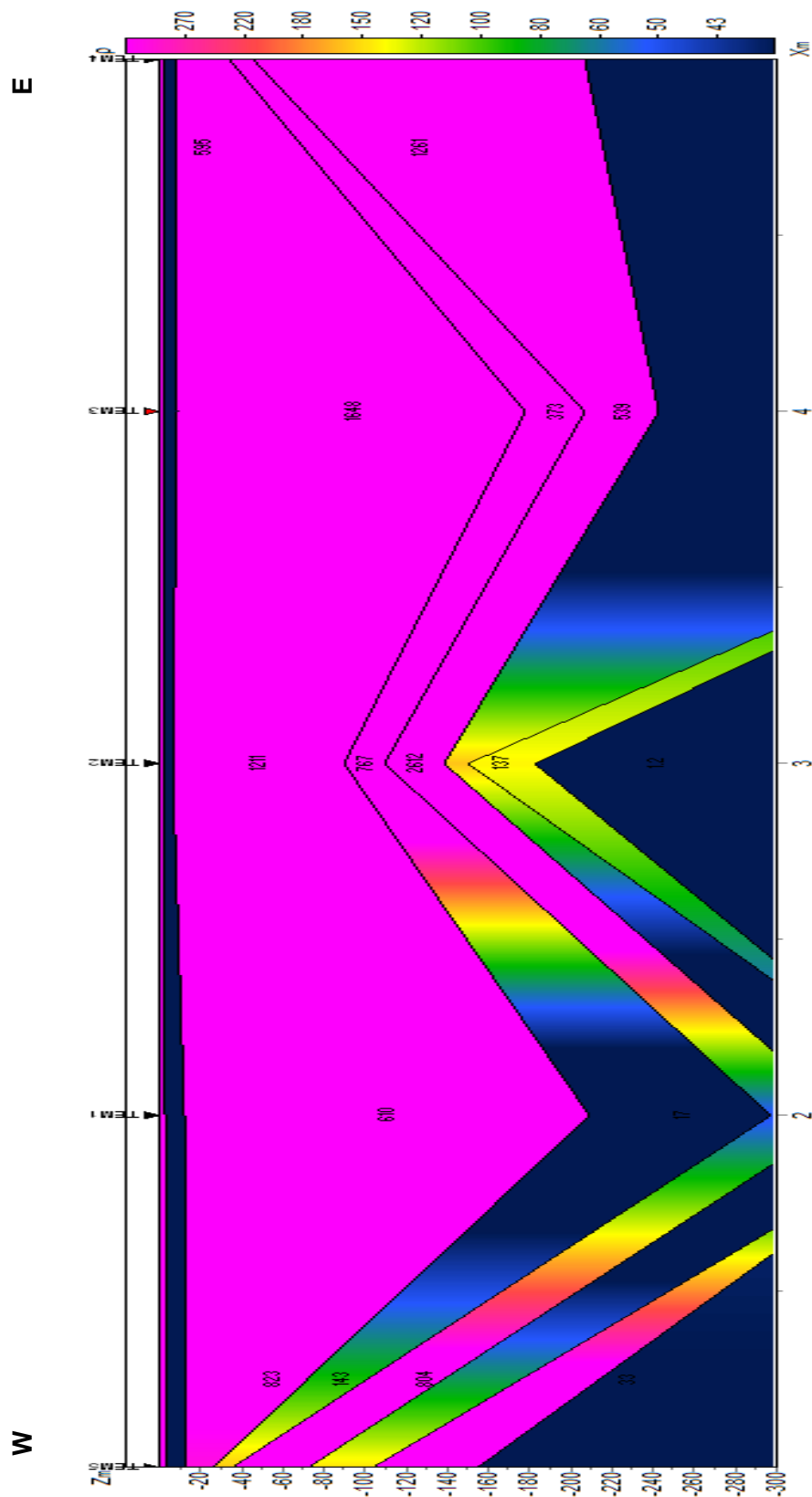


Figura 44 – Perfil W-E, utilizando a opção *smooth section*.

5.5 – Interpretação dos perfis

Através da análise dos dois perfis, ao longo do vale e na zona oriental, foi possível identificar quatro camadas distintas em relação à variação da resistividade elétrica. Uma camada mais superficial de pequena espessura na qual se observam valores de resistividade altos, talvez resultante da presença de material alterado, seguida de uma camada também pouco espessa apresentando valores de resistividade elétrica mais baixos. A seguir a estas duas camadas segue-se uma de maior espessura cujos valores de resistividade são mais altos, e por fim, a partir dos ≈ 160 metros de profundidade é verificada uma descida nos valores de resistividade elétrica.

5.5.1 - Perfil do vale

Relativamente ao perfil do vale, e como já foi referido anteriormente, as sondagens constituintes do perfil estão localizadas em diferentes litologias sendo que a sondagem vale_1 intersesta o Granito de Vila Pouca de Aguiar, e as sondagens vale_2, vpag_1 e vpag_2 estão situadas em depósitos de cobertura, sendo que a vpag_2 intersesta depósitos de terraço essencialmente conglomeráticos e as restantes sondagens intersestam depósitos elúvio-aluviais (aluviões).

Neste perfil, é possível identificar uma camada superior, próxima da superfície, com aproximadamente 10 metros de espessura, que apresenta valores de resistividade elétrica altos. Uma segunda camada, a maior profundidade, mas com espessura semelhante, apresenta valores de resistividade mais baixos, talvez devido à presença do nível freático. Estas duas camadas apresentam semelhanças nas quatro sondagens constituintes do perfil. Pelo contrário, a terceira camada, que começa a partir dos $\approx 20/30$ metros de profundidade, exhibe valores de resistividade altos e uma maior espessura, no entanto, esta camada difere nas diferentes sondagens uma vez que estas também intersestam litologias distintas. A sondagem vale_1, localizada no Granito de Vila Pouca de Aguiar, apresenta uma camada na qual não há grandes variações na resistividade. No entanto, as restantes sondagens, vale_2, vpag_1 e vpag_2, já apresentam variações nos valores de resistividade, sendo que estas intersestam depósitos de cobertura. Depois desta camada de resistividades relativamente altas verifica-se uma descida nos valores de resistividade elétrica.

5.5.2 - Perfil W-E

Relativamente ao perfil realizado na zona oriental do vale, e como referido anteriormente, as sondagens capela_1, eólicas_2, guilhado_2 e guilhado_3 interseitam o Granito da Gralheira e a sondagem vale_2 interseita aluviões.

Neste perfil, a camada mais superficial, com menos de 10 metros de espessura, apresenta valores mais altos de resistividade elétrica em relação a uma segunda camada, a maior profundidade (≈ 5 a 10 metros), que apresenta valores de resistividade baixos, devido à presença de nível freático, como referido no perfil anterior. A terceira camada, entre os ≈ 20 e 200 metros de profundidade, exhibe valores altos de resistividade sem grandes variações nas sondagens capela_1, eólicas_2, guilhado_2 e guilhado_3, sendo que estas sondagens interseitam o Granito da Gralheira, à semelhança da sondagem vale_1 que interseita o Granito de Vila Pouca de Aguiar. A sondagem vale_2, como no perfil ao longo do vale, apresenta variações na resistividade, uma vez que está localizada em aluviões. Como no perfil do vale, após a terceira camada de resistividades elétricas altas, verifica-se uma descida dos valores com o aumento da profundidade.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A realização dos dois perfis, ao longo do vale e a este deste, permitiram a visualização da variação da resistividade elétrica do solo.

Na interpretação destes dois perfis foi possível a identificação de quatro camadas distintas em relação à variação da resistividade elétrica. Uma camada mais superficial de pequena espessura na qual se observam valores de resistividade altos, talvez resultante da presença de material alterado, seguida de uma segunda camada, com espessura semelhante, apresentando valores de resistividade elétrica mais baixos, provavelmente pela presença de nível freático. A profundidades maiores, a partir de cerca de 20 metros, encontra-se uma camada de maior espessura cujos valores de resistividade são mais altos. Esta terceira camada é distinta entre os dois perfis, não havendo grandes variações de resistividade nas sondagens constituintes do perfil W-E, uma vez que quase todas as sondagens intercetam um granito, e variando no perfil NE-SW, sendo que as sondagens intersetam diferentes litologias, desde granitos a depósitos de cobertura. E por fim, a partir dos ≈ 160 metros de profundidade é verificada uma descida nos valores de resistividade elétrica que poderão ser devidos ao limite de profundidade de investigação.

Este método mostrou uma boa resposta tendo sido possível a distinção entre litologias através da análise da variação da resistividade elétrica.

Relativamente às limitações encontradas durante os trabalhos no campo, uma das grandes limitações foi a presença de geradores de energia eólica, cabos de alta tensão e vedações eletrificadas na região.

Em trabalhos futuros recomenda-se a escolha de locais relativamente distantes das fontes de ruído mencionadas acima e locais nos quais se possa colocar um *loop* transmissor de maior dimensão com vista a uma maior profundidade de investigação, bem como uma diminuição da distância entre cada sondagem para uma melhor correlação nos perfis criados.

REFERÊNCIAS

Referências bibliográficas

Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000. TDEM: A useful tool for identifying and monitoring the fresh-saltwater interface.

Dentith, M., Mudge, S., 2014. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist, Cambridge University Press, New York

Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? Elsevier. Tectonophysics 246, pp.113-128.

Galopim de Carvalho, A.M., 2011. Dicionário de Geologia. Âncora Editora, Lisboa. 486 pp.

Kearey, P., Brooks, M., 2002. An Introduction to Geophysical Exploration, Blackwell Publishing.

McNeill, J. D. (1980). Applications of Transient Electromagnetic Techniques. Technical Notes TN-7. Geonics Limited, Mississauga, Ontário.

Milsom, J., 1989. Field Geophysics. Open University Press, Milton Keynes.

Moon, C.J. et al., 2006. Introduction to Mineral Exploration (2nd Edition), Blackwell Publishing.

Noronha, F., Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H.C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R. & Vieira, R., 2006. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos norte de Portugal). *In*: Geologia de Portugal: Volume I: Geologia Pré-mesozóica de Portugal (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J., Eds). Escolar Editora, Lisboa. pp 403-439.

Reynolds, J.M., 1998. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons, Ltd.

Sant'Ovaia, H., 2000. O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar: estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação. 314 pp. Universidade do Porto. Université Paul Sabatier, Toulouse. (Tese de doutoramento).

Sant'Ovaia, H., Ribeiro, M.A., Martins, H., Noronha, F., 2011. Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50000. Folha 6-D-Vila Pouca de Aguiar. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa. 37 pp.

Teixidó, T., 2011. The Surface Geophysical Methods: a useful Tool for the Engineer. Elsevier.

Manuais de utilizador

Manual do *software* ZONDTEM1 D. Program for one-dimensional data interpretation of transient electromagnetic method using arbitrary source-receiver configuration (loop/line/dipole). Zond geophysical software. Saint Petersburg 2001-2015.

Manual do sistema AIE-2

Webgrafia

Zonge International - <http://zonge.com/>

LNEG – **geoPortal** - <http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapa>

ANEXOS

ANEXO I

Método	Parâmetro	Propriedade física
Sísmico	Tempos de deslocação de ondas sísmicas refletidas/refratadas	Módulos de densidade e elasticidade
Gravimétrico	Variações espaciais na força do campo gravítico terrestre	Densidade
Magnético	Variações espaciais na força do campo geomagnético terrestre	Suscetibilidade magnética
Elétrico		
Resistividade	Resistividade da Terra	Condutividade elétrica
Polarização Induzida	Voltagens de polarização	Capacidade elétrica
Self-Potencial	Potenciais elétricos	Condutividade elétrica
Eletromagnético	Resposta a radiação eletromagnética	Condutividade elétrica e indutância
Radar	Tempos de deslocação de pulsos de radar refletidos	Constante dielétrica

Figura 45 – Tabela de métodos geofísicos

ANEXO II

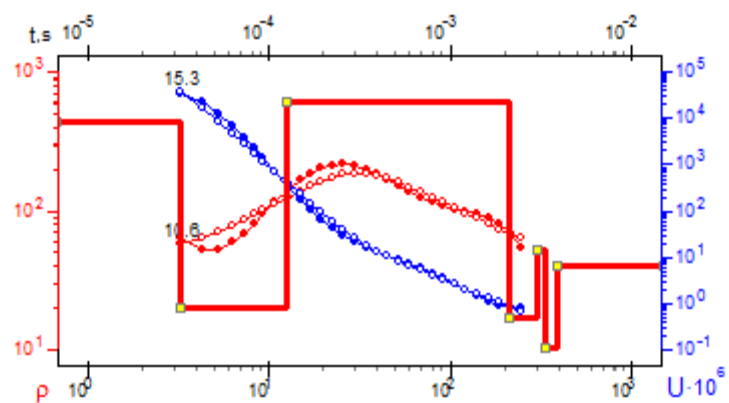


Figura 46 – Sondagem Capela_1

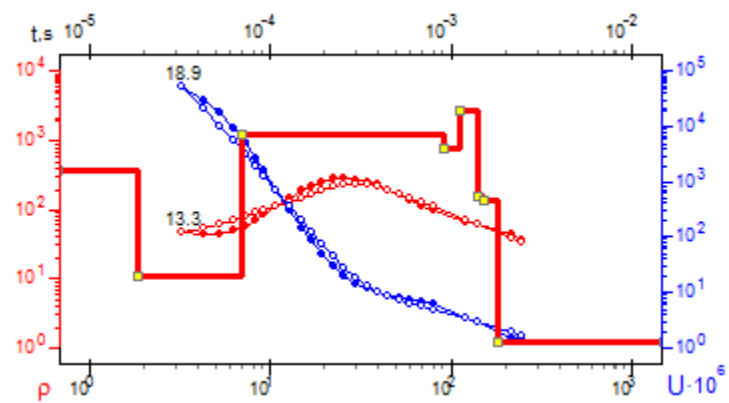


Figura 47 – Sondagem Eolicas_2

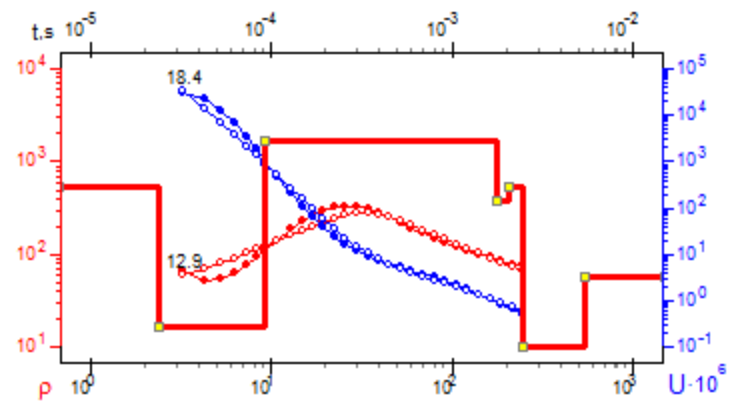


Figura 48 – Sondagem Guilhado_2

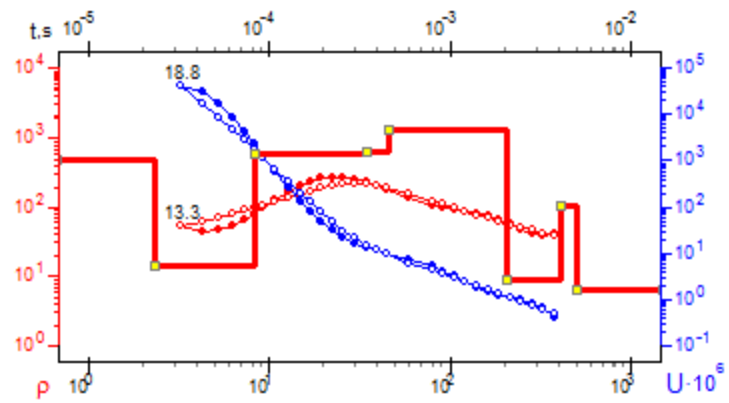


Figura 49 – Sondagem Guilhado_3

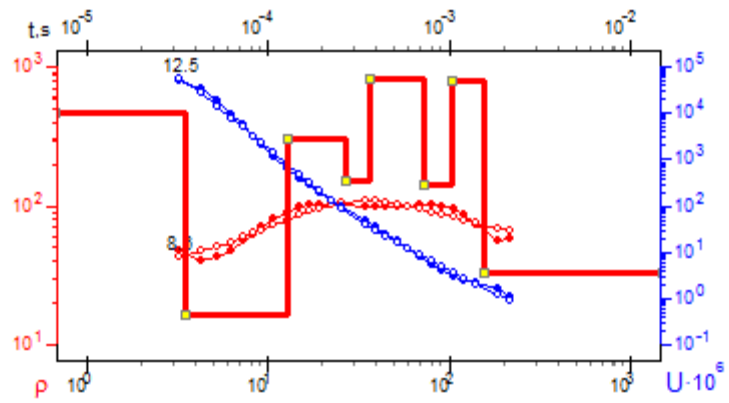


Figura 50 – Sondagem Vale_2

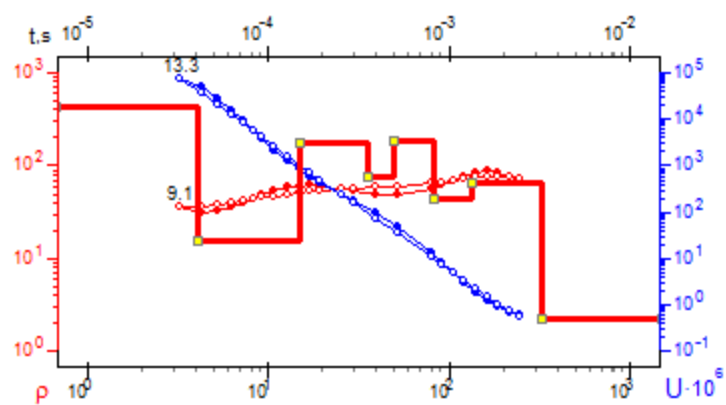


Figura 51 – Sondagem Vale_1

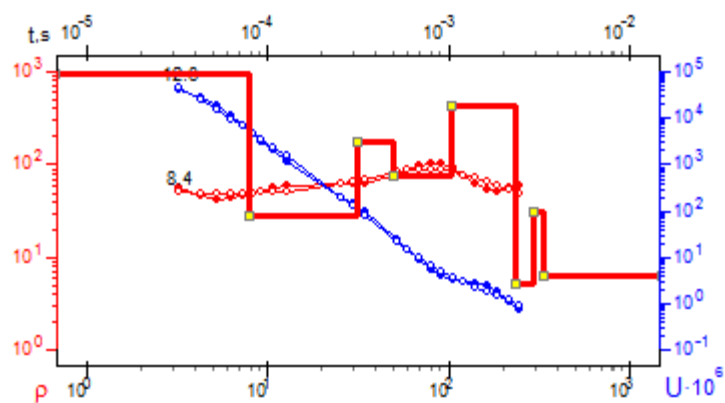


Figura 52 – Sondagem Vpag_1

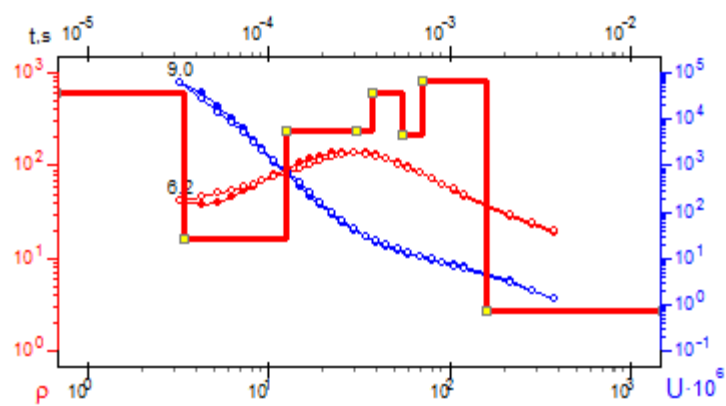


Figura 53 – Sondagem Vpag_2